Abhandl.
P. G. L.

62

Blick vom Glimmerberg bei Esudan über die wellig gefalteten Sedimentär-Schichten des Ossidinge Bezirkes (Cross Becken) in Kamerun, bei Sonnenaufgang.

(Nach Photographie gemalt von A. Th. Simlinger, Breslau. Vierfarbendruck von Meisenbach Riffarth & Co., Berlin-Schöneberg.)

# Abhandlungen

der

# Königlich Preufsischen Geologischen Landesanstalt.



---

**Neue Folge.**

**Heft 62.**



BERLIN.

Im Vertrieb bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.

1909.

# Beiträge

zur

# Geologie von Kamerun

Unter Beteiligung von

Dr. E. Harbort-Berlin
Prof. Dr. O. Jaekel-Greifswald
Dr. O. Klautzsch-Berlin
Dr. Menzel-Dresden



im Auftrage des

**Deutschen Reichs-Kolonial-Amtes**

bearbeitet von

**Dr. C. Guillemain**

Mit 2 geologischen Karten, 8 Textskizzen, 2 Fossiltafeln, 1 Vierfarbendruck (nach Photographie) und 22 Tafeln mit 44 Reproduktionen nach photographischen Aufnahmen



Herausgegeben

von der

**Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt**

BERLIN

Im Vertrieb bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstr. 44

1909

# Inhaltsverzeichnis.

# Vorwort.

Vorliegende Arbeit ist das Ergebnis der Bearbeitung meiner in den Jahren 1905/1907 im Auftrage der damaligen Kolonial-Abteilung des auswärtigen Amtes im deutschen Schutzgebiete Kamerun ausgeführten geologischen Forschungsreise. Damit hoffe ich einen Beitrag zur Kenntnis jener weiten, geologisch bisher fast noch unerforschten, deutschen Tropengebiete zu liefern. Wenn dieser Beitrag auch, namentlich in Rücksicht auf die Fülle des noch unbekannt Bleibenden und die Zeit von $1^1/_2$ Jahren, während der seine Grundlagen gewonnen wurden, vielleicht an sich gering erscheinen mag, so wird man doch auch an die Bewertung der Ergebnisse einen anderen, als den in der Heimat gewohnten Maßstab anlegen müssen, wenn man die vielerlei Schwierigkeiten berücksichtigt, die in jenen Gegenden sich der geologischen Forschung entgegenstellen. Zunächst sei auf die großen Hemmnisse hingewiesen, die allen tropischen Gebieten in dieser Beziehung eigen sind, und die der Nichtvertraute leicht zu unterschätzen geneigt sein wird, nämlich Vegetation, Gesteinsverwitterung und Witterungsverhältnisse. Die Vegetation der Tropen, die in der allgemein bekannten Üppigkeit jedes Erdfleckchen, ja selbst Fels- und Gesteinshänge jener Gegenden mit grüner, fast undurchdringlicher Decke überkleidet und dem Auge entzieht, macht die geologische Forschung hier häufig geradezu zu einem Kampfe mit der Pflanzenwelt. Hierin steht übrigens die Grasbedeckung der tropischen Hochländer Kameruns der Urwaldbedeckung des Küstengürtels kaum nach, denn auch dort ist während eines großen Teiles des Jahres durch Gras, in Höhe mehrerer Meter, dem forschenden Auge Vieles verhüllt und nur die Zeit kurz nach den großen alljährlichen Grasbränden

eröffnet, gelegentlich, bei klarem Wetter, einen ungewohnten Überblick über Gebirge, Bergformen und Felsgebilde, wie ihn der Geologe braucht, und im Heimatlande meist zu finden gewohnt ist.

Das Wasser ist noch das der Forschung verhältnismäßig günstigste Agens, insofern es in den zahllosen tropischen Wasserrinnen und Stromläufen vielfach den eigentlichen Boden für die geologische Forschung, den frischen Fels, das anstehende Gestein, freilegt, aber andererseits bietet es natürlich auch dem Vordringen in unbetretene und unerforschte Gebiete gar oft gebieterisch Halt. Wenn es jedoch in plötzlichen Ergüssen, in den vielfach geschilderten tropischen Gewittern, herabstürzt und sich mit bald darauf folgendem Sonnenbrand zum typischen Tropenwetter vereint, wirkt es in rastloser Tätigkeit, als chemisches Agens, gerade auf die Erdoberfläche, das Gestein, ein, es zersetzend und umwandelnd und somit seinen ursprünglichen Zustand verhüllend. Den Blicken entzieht es durch die mit Dunst und Feuchtigkeit überladene Atmosphäre häufig schon die nächsten Bergformen und macht sie da, wo das Auge sie noch eben wahrnimmt, meist der Wiedergabe durch die photographische Platte unzugänglich. Schließlich behindert die mehrere Monate dauernde Regenzeit nicht minder unerfreulich die Forschung. Die den Europäer besonders in jenen Gegenden bedrohenden tropischen Krankheiten, in erster Linie die tückische Malaria, vermehren diese Schwierigkeiten. Auch die schwarze Bevölkerung, die an und für sich dem Weißen stets mißtrauisch begegnet, zeigt zumeist für diese, ihr unverständlichen Forschungen, kein Entgegenkommen. Die schon durch die Sprachverschiedenheit erschwerte Verständigung, welche durch Verdolmetschung mittels des entsetzlichen Küstenenglisch nicht sehr glücklich beseitigt wird, vermehrt weiterhin die Schwierigkeiten. Ebenso die Beschaffung von Trägern und die Verpflegung für diese, auf welche nun einmal eine solche Forschungsreise in jenen Gegenden heut noch angewiesen ist, namentlich wenn sie mit den erforderlichen Instrumenten und Werkzeugen reisen will. Dabei wird es noch zur Bedingung, daß sich eine solche

Reise zur Zeit noch an die Hauptstraßen kettet und womöglich, um von Ort zu Ort zu gelangen, zum Zwecke der Unterkunft und Verpflegung täglich bestimmte Wegestrecken zurücklegt. Ja selbst ein längeres Verweilen an einzelnen Punkten wird meist der mangelnden Verpflegung für eine größere Transportkolonne wegen, während mehrerer Tage meist nicht tunlich sein.

Hierzu kommt dann für diese Reise noch der vorläufige Mangel an den für die geologische Forschung als Grundlage fast unerläßlich notwendigen genauen topographischen und kartographischen Unterlagen, die zur dauernden eigenen Routenaufnahme zwangen. Rechnet man ferner noch mit einem nicht unerheblichen Maße von anderweitigen Schwierigkeiten, die näher zu erörtern hier nicht der Raum ist, so wird man ein ungefähres Bild des Umfanges der zu bewältigenden Hindernisse erhalten, die sich dieser geologischen Erforschung in unserer deutschen Tropenkolonie Kamerun damals entgegenstellten. In Rücksicht hierauf möge man denn auch die Erwartungen über die Ergebnisse einer solchen Forschungsreise nicht allzu hoch spannen und ihre Ergebnisse entsprechend bewerten.

Im Auftrage des Reichs-Kolonial-Amtes habe ich bereits über die Hauptergebnisse, besonders soweit sie die wirtschaftliche Seite betreffen, in einer vorläufigen Mitteilung berichtet (vergl. v. Danckelman, Mitteilungen aus dem deutschen Schutzgebieten, Heft 1, Bd. 21. 1908). Auch die vorliegende Bearbeitung erfolgt im Auftrage dieser Behörde. In äußerst entgegenkommender Weise bin ich bei der Bearbeitung durch den Direktor der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt, Herrn Geheimen Bergrat Professor Dr. Beyschlag unterstützt worden. Die umfangreiche mitgebrachte Gesteinssammlung wird voraussichtlich in den Besitz der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt übergehen. Die Bearbeitung einzelner spezieller Teile der Reiseergebnisse haben mit dankenswerter Bereitwilligkeit folgende Herren übernommen:

1. Prof. Dr. Gans,
   Ergebnis der Untersuchung verschiedener Bodenarten Kameruns (teilweise) (Teil XIII).
2. Privatdozent Dr. E. Harbort, Berlin,
   Profil der Kreideschichten am Mungo. Nach den stratigraphischen Aufnahmen von C. Guillemain und den paläontologischen Untersuchungen (Teil XII).
3. Professor Dr. O. Jaekel, Greifswald,
   Fischreste aus den Mamfe-Schichten (Teil X).
4. Bezirksgeologe Dr. A. Klautzsch, Berlin.
   Petrographische Untersuchungen (der gesammelten Gesteine) (Teil IX).
5. Sanitätsrat Dr. Menzel, Dresden,
   Fossile Pflanzenreste aus den Mungo-Schichten in Kamerun (Teil XI).

Es ist mir eine angenehme Pflicht, allen den Genannten auch an dieser Stelle für die bereitwillige Förderung und Mitarbeit meinen Dank auszusprechen.

Die gegebenen Analysen wurden teils im Laboratorium der Königlich Preußischen Landesanstalt, teils in Privatlaboratorien ausgeführt.

Das unter Zuhilfenahme meiner Routenaufnahmen [1]) im kartographischen Institute des Reichs-Kolonial-Amtes (Verlag von Dietrich Reimer. Inhaber E. Vohsen), unter der Leitung des bewährten Kolonialkartographen Herrn M. Moisel entstandene beigefügte Kartenmaterial, soll einmal einen Überblick über die ausgeführten Reisen geben, dann aber auch eine Grundlage für eine spätere detaillierte geologische Karte des Schutzgebietes darstellen. Um die Benutzung der Karten möglichst zu erleichtern, werde ich ein alphabetisches Verzeichnis aller namentlich im Text aufgeführten Orts- und Flußbezeichnungen mit Hinzufügung der die Lage angebenden Zahlen (Quadranten) am Schlusse hinzugefügt werden.

[1]) Insgesamt wurden etwa 3500 km zurückgelegt, davon etwa die Hälfte (in den Graslandsbezirken) zu Pferde, die andere Hälfte zumeist zu Fuß (in den Urwaldbezirken) und nur wenige Strecken auf dem Wasserwege.

Die zahlreich ausgeführten hypsometrischen Höhenmessungen sollen ebenfalls in einer Tabelle zusammengefaßt werden. Für die Anweisung zu ihrer Berechnung und die Mitteilung der hierfür erforderlichen Grundlagen, bin ich Herrn Geheimrat Professor Dr. Freih. v. Danckelman sehr zu Danke verpflichtet.

Die zur Erläuterung des Textes hinzugefügten Profilzeichnungen, Skizzen und Darstellungen nach Photographien sind auf Grund eigener Aufnahmen entstanden.

Bezüglich der Anordnung des Stoffes habe ich mich entschlossen, im allgemeinen zunächst die einzelnen wahrgenommenen und geographisch durch die Routenaufnahme festgelegten Beobachtungen geologischer Natur aufeinanderfolgend zu erörtern, und diese für gewisse Reiseabschnitte und bezugnehmend auf die Verschiedenheit der geologischen Gestaltung einzuteilen. Am Ende jedes Abschnittes wird eine Zusammenstellung der aus den Einzelbeobachtungen gewonnenen Schlüsse für das betreffende Gebiet und ein Vergleich dieser mit den bisher etwa giltigen Auffassungen gegeben werden. In besonderen Abschnitten soll dann die Tektonik des Schutzgebietes und die Lateritbildung im Allgemeinen und im Schutzgebiete behandelt werden.

Neben der Folgerichtigkeit des Fortschreitens von Untersuchung und Beobachtung zum Schluß, glaube ich auch einen Vorteil in der getrennten Behandlung einzelner Gebiete für den Leser erblicken zu sollen. Naturgemäß werden dadurch einerseits Wiederholungen und andererseits teilweise die Trennung dicht aufeinanderfolgender Reiseeindrücke notwendig, auch verhehle ich mir nicht, daß dabei eine gewisse Einförmigkeit der Darstellung kaum vermeidbar sein wird. Daß ich im Wesentlichen mich auf die rein geologisch-geographischen Beobachtungen bei diesen Ausführungen beschränke, liegt in der Natur der Sache, obwohl ich gleichzeitig eine ganze Reihe allgemein interessanter Beobachtungen, sowohl auf ethnographischem, wie volkswirtschaftlichem, botanischem und zoologischem Gebiete anzustellen Gelegenheit hatte.

## Literatur.

Die bisher vorliegende Literatur, soweit sie mit der geologischen Forschung nur irgendwie zusammenhängt, ist in erschöpfender Weise durch Stromer v. Reichenbach in: „Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika.“ München und Leipzig 1896, S. 198—199. angeführt worden, worauf ich hier zu verweisen mich begnügen kann. Ganz besonders bezeichnend sind die (im genannten Verzeichnis durch starken Druck hervorgehobenen) Namen:

Dusen, B. Knochenhauer, S. Passarge, D. Weißenborn.

Seit Aufstellung dieses Verzeichnisses ist, soweit die Geologie in Frage steht, hinzugekommen:


1. Das ebengenannte Werk.
   Stromer v. Reichenbach.
   Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. München und Leipzig 1896.
2. Beiträge zur Geologie von Kamerun
   von Dr. E. Esch, Dr. F. Solger, Dr. M. Oppenheim, Dr. O. Jaekel. Stuttgart. 1904.
3. A. Hintze. Beiträge zur Petrographie der älteren Gesteine des deutschen Schutzgebietes Kamerun. Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin für das Jahr 1907. Berlin 1907, Bd. XXVIII, Heft 2.
4. Walther Edlinger.
   Beiträge zur Geologie und Petrographie Deutsch-Adamauas. Inaug.-Dissert. Erlangen 1908.
5. Die Berichte über die landeskundliche Expedition der Herren Professor Dr. K. Hassert und Professor Thorbecke in Kamerun, Beihefte 1. 2. 4. der Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten von Dr. Frh. v. Danckelman. Bd. 21. Jahrgang 1908.


Die umfangreiche Literatur über die Lateritbildung und etwa sonst benutzte Literatur wird im Text und bei den einzelnen Teilen Erwähnung finden.

## I. Teil.

# Das Kamerun-Berg-Massiv.

Auf Veranlassung des Gouvernements hatte ich mich nach meiner Ankunft einige Zeit mit der Begutachtung einiger wirtschaftlich wichtig erscheinender Funde im Vulkan-Gebiete des Kamerun-Bergmassives zu beschäftigen.

Da Dr. Esch einen großen Teil seines dortigen Aufenthaltes der genaueren Erforschung des Kamerun-Gebirges gewidmet und darüber eine ins Einzelne gehende Beschreibung im Beiwort seines Werkes (S. V) in Aussicht stellte, wo er sagt: „Ich.... beabsichtige eine detaillierte Beschreibung des Kamerunberges, seiner Umgebung und seiner Gesteine folgen zu lassen,“ sah ich damals von einem eingehenderen Studium des Berges selbst ab. Meine Beobachtungen beschränkten sich deshalb nur auf den Weg Victoria-Buea und die nähere Umgebung Victorias.

Zunächst interessierte hier die Frage der Sanierung des Ortes Victoria selbst, der bekannt und berüchtigt als einer der von Malaria am meisten heimgesuchten Küstenplätze Kameruns war. Die Ausdehnung und unmittelbare Nähe von Sumpfstrecken, die als Moskitobrutplätze ihre gesundheitschädigende Wirkung, trotz gewissenhaftester Befolgung von Saproltheorie und ärztlicher Anordnungen zur Vertilgung der, die Moskitos begünstigenden Vegetation ausübte, ließ auf eine dauernde Besserung nur durch Beseitigung, d. h. Trockenlegung dieser Sümpfe, rechnen. Es bestand nun eine sehr interessante Abhängigkeit der

Sumpfbildung von der geologischen Gestaltung des Geländes, deren Erkenntnis wohl ein Mittel zur möglichst zweckmäßigen Beseitigung des Übelstandes hätte bieten können.

Durch einige jüngere Lavaströme, die sich weit in das Meer hinausschoben, und teils der Küste parallel hinzogen, (hier die zahlreich der Ambas Bay vorgelagerten Inseln bildend), war ein Teil des früheren Meeres in einer Bucht abgeschnürt worden, und nur durch einen schmalen und flachen Zugang, der

Figur 1

**Lageskizze der Sümpfe bei Victoria**

Mündung des heutigen Sumpf-Creeks, mit dem Meere in Verbindung geblieben[1]). Allmählich füllte sich dieses flache Becken mit den vom Berge herabgeschwemmten Sedimenten auf, namentlich, da sich mehrere Wasserrinnen vom natürlichen kürzesten Verlauf nach dem Strande, durch die erwähnten harten und wasserundurchlässigen Lavazüge abgelenkt, in dieses Becken ergossen und ihm Sand, Lehm und Gerölle zuführten. Gleich-

[1]) Vergl. hierzu Figur I.

zeitig lagerte das Meer vor dem Zugange zur abgeschnürten Bucht, die selbst nur einen kleinen, inneren Teil der Ambas-Bay bildete, eine Sandbarre ab, die alsbald die Verbindung beider Teile zur Ebbezeit zeitweilig ganz unterbrach, während zur Flut das Meerwasser über die Sandbarre in den tiefer gelegenen Teil hineinströmte. In dem entstehenden Brackwasser-Becken siedelte sich alsbald eine reiche Strand- und Sumpfflora an und die mit der Flut hineingeschwemmten Sinkstoffe und Sandmassen vervollständigten schnell die Auffüllung. Diese ehemalige Meeresbucht, heute zwischen Ebbe- und Flutgrenze des Meeres gelegen, bildet nun einen Teil des gefährlichen Sumpfgebietes, in dem ein breiter schlammiger, vielfach gewundener und immer mehr versandender Wasserlauf (Creek) zur Ebbezeit nur langsam die aufgestauten Fluten dem Meere wieder zuführt, während zur Flutzeit eine neue Auffüllung mit Seewasser über die überflutete Barre jedesmal eintritt. Außerdem befanden sich weitere ausgedehnte höhergelegene Sümpfe in einer muldenartigen Vertiefung zwischen wasserundurchlässigen Basaltschichten am Berghange. Bei dieser Erkenntnis des geologischen Zusammenhanges war nun folgende Abhilfe möglich. Durch eine einfache kurze Schüttung und Befestigung eines Dammes von geringer Höhe, längs des kurzen Teiles des flachen Strandes, der mit einer verschließbaren, und in der Flutzeit verschlossen zu haltenden Auslaßschleuse versehen sein mußte, konnte man leicht das periodische Eindringen des Seewassers verhindern. Die zufließenden Süßwasser, die ihren Ursprung hauptsächlich in Quellen am Rande der erwähnten Lavazüge und der Sümpfe am Berghange im sogenannten Sumpfbach bei (östlich) Victoria hatten, konnten, nach einer einfachen Sprengung eines Verbindungsgrabens unmittelbar nach dem nördlich gelegenen Limbe-Flüßchen, ihre Ableitung finden, wie ich nach den Ergebnissen eines Nivellements feststellte. Durch Regulierung und Begradigung des Unterlaufes des Sumpfbaches und des Creeks konnte dann das Wasser der unteren Sümpfe zur Ebbezeit dem Meere zugeführt wer-

den. Man hat es indessen vorgezogen, das gesamte mehrere Hektar große Sumpfgelände allmählich durch Aufschüttung zu erhöhen, eine Arbeit, die sich naturgemäß erst nach Jahren wird beendigen lassen. Ich glaube, daß hier bei entsprechender Benutzung der Kenntnis der geologischen Verhältnisse, dieselbe erstrebte Wirkung sich mit geringeren Arbeits- und Kostenaufwand in wesentlich kürzerer Zeit hätte erzielen lassen[1]).

Ein weiteres charakteristisches Beispiel für die Zweckmäßigkeit der Kenntnis der geologischen Verhältnisse fand ich auf der Moliwe-Pflanzung, an den SO-Abhängen des Gebirges. Die Pflanzung ist über einen, der, wie es scheint, am ganzen Abhange des Kamerun sehr zahlreich vorhandenen, parasitären Kratere ausgedehnt, dessen innerer Eruptionskegel, die Fürstenhöhe, von einem alten Stratovulkan in weitem, nach einer Seite geöffnetem Bogen umgeben ist, aus dem an zwei Stellen später nochmals Lavaergüsse hervorbrachen. Diese Lavazüge schnürten nun einzelne Teile des Atrios ab, wodurch letztere völlig versumpfen mußten. Die ungesunde Lage der Gebiete der Pflanzung hat im Laufe der Jahre schon zahlreichen Europäern das Leben gekostet. Erst als man durch ein paar einfache Sprengungen, freilich ohne den Zusammenhang zu kennen, diese Lavazüge durchquert und damit, und durch im dazwischenliegenden Schwemmlande gezogene zahlreiche Gräben, dem Wasser Abzug nach dem zum Meere geöffneten Bogenteil des Stratovulkans schaffte, konnte man diese Moskito- und Malariabrutstätten beseitigen. Die Fürstenhöhe, der innere, jüngere, von einem Aschenmantel bekleidete Eruptionskegel war noch dadurch interessant, daß in seinem oberen Drittel sich im losen Aufschüttungsmateriale massenhaft, bis etwa 1—2 m Tiefe, Bruchstücke alter Negertongefäße mit den wunderlichsten Ornamenten und Verzierungen fanden. Der Sage der Eingeborenen nach, hat auf dieser Höhe, die von den übrigen Negern als unheim-

[1]) Inzwischen sind, dem Vernehmen nach, die bisher vorgenommenen Aufschüttungen, nach besonders anhaltenden Regenfällen, fast völlig wieder in das Meer hinaus geschwemmt worden.

lich, weil von Geistern und Göttern bewohnt, gefürchtet und gemieden wurde, ein uralter Töpfer und Zauberer (Medizinmann), vor langen Zeiten sein Handwerk betrieben und die hergestellten Töpfe an einem natürlichen, aus dem Berge kommenden Feuer und heißem Winde gebrannt. Es scheint dies auf die noch in historischer Zeit vorhandene Eruptionstätigkeit der Vulkane hinzuweisen, die z. B. auch Stromer v. Reichenbach annimmt (vergl. **1**, S. 161 und 165). Freilich könnte es sich hier, die Richtigkeit der Nachrichten vorausgesetzt, auch um eine der heute noch am Berge vorhandenen Spalten, Solfataren oder Fumarolen gehandelt haben, aus denen heiße Gase, vielleicht auch Wasserdämpfe entströmten, die auch wohl in neuerer Zeit zu Berichten Veranlassung gegeben haben, daß noch heute tätige Vulkane am Kamerun zu beobachten seien. Nachdem Esch den Berg sehr genau studiert und keinerlei Anzeichen für eine heutige Tätigkeit gefunden hat, dürften sie als zweifelhaft zu bezeichsein. Zu diesen Gerüchten haben neben der Beobachtung von heißen Gasen und Wasserdampf, die an einzelnen hochgelegenen und unzugänglichen Stellen aus Spalten entweichen, die bisweilen auch von glaubwürdigen Europäern beobachteten Erdbeben Veranlassung gegeben, die teilweise mit sehr großer Heftigkeit auftraten, so daß sie deutliches Schwanken der Gebäudemauern und Bewegung von Gegenständen verursachten und von langanhaltendem dumpfen Rollen gefolgt wurden. Hierbei handelt es sich voraussichtlich um die in alten Vulkangebieten häufigen Einsturzbeben, bei denen zwischen den einzelnen Lavazügen infolge schnellen Erstarrens sich bildende Höhlungen, vielleicht auch solche, die sich im Innern durch die Zusammenziehung des Magmas beim Erstarren bildeten, zusammenstürzen[1]). Hiermit in Zusammenhang zu bringen ist auch die Tatsache, daß bei heftigen Regengüssen am oberhalb Buea gelegenen Berg-

[1]) Gerade während der Drucklegung bringen die Zeitungen die Nachricht, daß das Gouvernement, infolge andauernder heftiger Erdbeben in Buea (in etwa 1000 m Höhe am Berghange) seinen Sitz von dort nach Duala hat verlegen müssen.

abhange häufig die herabstürzenden Wassermassen im Berge verschwinden und erst an verschiedenen Stellen unterhalb Bueas wieder hervorbrechen. Es scheinen also hier außer den zwischen Gerölle und Schuttmassen vorhandenen Höhlungen noch solche ursprünglicher Entstehung zu bestehen. Bei näherer Untersuchung würde man wahrscheinlich viele solche Höhlen noch auffinden können.

Nunmehr komme ich zur Frage des Alters und des heutigen Zustandes des Kamerungebirges und der umliegenden Vulkane überhaupt. Es ist ein absolut zuverlässiger Beweis, daß noch in historischer Zeit vulkanische Eruptionen stattgefunden haben, bisher nicht erbracht worden. Einzelne Überlieferungen der Neger weisen zwar darauf hin, sind aber mit Vorsicht aufzunehmen, da die Neger nur zu sehr geneigt sind, phantasievolle Geschichten zu erdenken, wenn sie glauben (und gerade hierfür haben sie ein merkwürdig feines Gefühl), dem Weißen damit etwas Interessantes berichten zu können. Der Ansicht hinsichtlich der Deutung und Ursache der Nachrichten über die Beobachtung von Feuer auf dem Gipfel des Kamerun, als von den Grasbränden der Eingeborenen herrührend, der Stromer von Reichenbach (**1**, S. 165) Ausdruck gibt, kann ich nach meinen Beobachtungen solcher Brände am Gipfel des Kamerunberges, sogar von Mundame aus, nachdem ich sie ähnlich vielfach im Innern zu beobachten Gelegenheit hatte, nur beistimmen. Viel maßgebender wäre in dieser Beziehung die Beobachtung häufig ganz nahe beieinander liegender, also denselben klimatischen und Verwitterungsbedingungen ausgesetzt gewesener Lavazüge, die teils ganz unzersetzt und unverwittert, teils stark zersetzt sind, und deren verschiedener Verwitterungszustand demnach auf verschiedenes Alter der Entstehung hinweisen könnte. Aber auch dieser Schluß wird nicht die notwendige Sicherheit bieten, denn ich habe beispielsweise, an offenbar ein und demselben Lavazuge, ganz verschiedene Struktur der Lava beobachten können, offenbar verschieden, je nach den äußeren Temperatur- und Verwitterungseinflüssen beim Erstarren. So habe ich neben

dichtem, festem und grobkörnigem Basalt mit großen zum Teil wohl ausgebildeten Augit- und Olivin-Krystallen, feinschlackige poröse Lava, oder vollständig bröcklig zerfallenden (offenbar bei plötzlichen Regengüssen abgekühlten und erstarrten) Basalt, neben ganz hartem feinkörnig dichten gefunden. Daß diese verschiedenen Mineralaggregate sich auch verschieden gegenüber den Einflüssen der Verwitterung verhalten, ist ja ganz natürlich.

Ohne Frage muß jedoch als festgestellt gelten, daß sich der Vulkan teilweise im Zustande erlöschender Solfataren- und Fumarolentätigkeit befindet. Außer der Ablagerung von Schwefel nahe dem Gipfel des Berges (s. meine vorl. Veröffentlichung über den Wert dieses Schwefellagers) habe ich selbst mehrfach Mofetten, z. B. unweit des Meeres bei der Kriegsschiffshafenbucht beobachtet, aus denen fast reine Kohlensäure in erheblichen Mengen entweicht. Auf der Pflanzung Kriegsschiffshafen konnte ich an einer Stelle einer sich weithinziehenden Spalte im Basalte, die zumeist mit Kaolin ausgefüllt und überdeckt war, eine entweichende Menge von 50 cbdcm $CO_2$ in der Sekunde messen. Die $CO_2$ war bis auf wenige Zehntelprozente (4) rein. Ähnliche Gasexhalationen sind auch anderwärts am Hange des Berges beobachtet worden und ebenso finden sich auch Mineralquellen, in Verbindungen mit ihnen, mehrfach dort (vergl. vorl. Veröffentlichung, S. 27). Diese Mofetten lassen wohl auf einen weit zurückliegenden Zeitpunkt für die letzte Eruption schließen, kennt man doch erstere hauptsächlich von den längst erloschenen Kratergebieten, z. B. der Eifel, und nimmt an, daß sie im allgemeinen ein schon fortgeschrittenes Stadium des Erlöschens der vulkanischen Tätigkeit anzeigen. Neuerdings haben Hassert und Thorbecke (5) für einen von ihnen nach ihrem Entdecker, Robert Meyer-Krater genannten, parasitären Krater angenommen, daß er noch vor wenigen Jahrzehnten tätig gewesen sein müsse. Sie beobachteten dort im Gegensatz zu den älteren Laven sehr frisch aussehende jüngere, eine noch tätige Solfatare und reichliche Schwefelablagerungen. Bei der Vielgestaltigkeit und Aus-

dehnung der Höhen des Massivs, dem gänzlichen Unbewohntsein und der Unzugänglichkeit, besonders der Nord- und Nordostabhänge, wäre es freilich auch an sich nicht zu verwundern, wenn etwa kleinere Ausbrüche an den meist in Wolken gehüllten Gipfeln der Beobachtung durch die Eingeborenen entgangen sein sollten, die übrigens kaum die höher gelegenen Teile des Berges, der Furcht vor Kälte und Berggeistern wegen, je aufsuchen. Über den Zeitraum, über den sich voraussichtlich der Aufbau und die Tätigkeit des Vulkans erstreckte, bemerkt Stromer von Reichenbach (**1**, S. 165) sehr treffend: „Wir können also nichts sicheres über das Alter des Berges sagen, als nur, daß er zwar vom geologischen Standpunkte aus ziemlich jung sein dürfte, daß aber zur Aufschüttung eines so gewaltigen Massives doch ein ziemlich bedeutender Zeitraum erforderlich war.“

Nach später von mir in den sedimentären Schichten am Mungo gefundenen und noch näher zu erörternden Aufschlüssen, sind den als obere Kreide anzusehenden Sandstein- und Kalkschichten schon vulkanische Basaltaschentuffe mit deutlichen Blattresten dicotyledoner Pflanzen zwischengelagert, die auf eine Tätigkeit naher Vulkane in jener Zeit hinweisen. Auch in den hangenden Sandstein- und Kalkschichten dieser Tuffe finden sich Basalt und Tuffrollstücke. Während ich sie nie in den liegenden Schichten, den Profilen der Wohltmann- und Elefanten-Bank und bei Balangi beobachten konnte. So dürfte denn der Beginn der Eruptionen und der Aufwölbung des Kamerun-Massivs mindestens in die Senonzeit fallen und sich wahrscheinlich bis in die jüngste geologische Zeitepoche fortgesetzt haben.

Was nun die Frage der Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit eines etwaigen neuen Ausbruches des Vulkans in unserer Zeit anlangt, so ist eine solche wohl solange nicht als wahrscheinlich anzusehen, als sich nicht die sehr deutlichen Anzeichen dafür, wie häufige Erderschütterungen, gesteigerte Solfatarentätigkeit usw. wahrnehmen lassen. Ebensowenig kann natürlich gerade nach den Erfahrungen der neuesten Zeit (Mont Pelée, Martinique) mit Sicherheit behauptet werden, daß der Vulkan endgültig er-

loschen und ein neuer Ausbruch ausgeschlossen sei[1]). Von nicht zu unterschätzendem wissenschaftlichem Interesse wäre jedoch für weitere Forschungen in dieser Richtung die Aufstellung eines Seismographen in Buea, zur fortlaufenden Registrierung der Erderschütterungen, die ziemlich häufig sich wahrnehmen lassen sollen. Auf das Alter und die Altersbeziehungen der weiter landeinwärts gelegenen kleineren Kratere zum Kamerunmassiv wird an anderer Stelle zurückzukommen sein. Es sei hier nur noch festgestellt, daß im Gegensatze zu den Vulkangebieten im Innern, andere als Basaltergüsse (meist Plagioklas-Basalt mit reichlichen Olivin- und großen Augit-Krystallen) am Kamerun bisher nicht festgestellt sind. Die relativ geringe heutige Verbreitung von Tuff, Lapilli und Aschengesteinen am Berge selbst, die alle bei zahlreichen kleineren Krateren noch recht gut erhalten sind (Diungo, Bali, Bamum), könnten vielleicht auch auf einen Altersunterschied hinweisen, doch werden natürlich auch die Höhe des Ausbruchskegels, der Grad seines Steilabfalles und seiner Ausdehnung, und der Gewalt und Höhe seiner Eruption, wichtige Momente für die Bildung, Ablagerung und Erhaltung der Tuff-, Aschen und Staubmassen bilden.

Das einzig bisher mit Sicherheit nachgewiesene Gestein des Massivs ist Basalt. In seiner typischen Ausbildung ist es bald feinkrystalliner, bald porphyrisch-grober Basalt, wie er unter Nr. 1 u. 2 (Teil IX) nach seiner petrographischen Beschaffenheit näher beschrieben ist. Auf die verschiedenen anderen Erscheinungsformen, wie Brocken-, Stengel-, Säulenbasalt, poröse Basaltlava, mandelsteinartige Ausbildung (untere Schichten der Inseln, welche der Ambas Bay vorgelagert sind, da, wo die Lava offenbar unmittelbar ins Meer geflossen, z. B. Insel Mandole,) habe ich

---

[1]) Diese Ausführung hat durch die soeben während der Drucklegung eingetroffenen Zeitungs-Nachrichten sich bestätigt, wonach plötzlich eine anscheinend bedeutende Eruption an den nördlichen und nordöstlichen Gipfeln des Bergmassivs sich bemerkbar machte, mit Erguß von Lava und erheblicher Feuer- und Aschenregen-Entwicklung, in deren Begleitung heftige Erderschütterungen, sich bemerkbar machten, die die Regierungbauten in Buea mit Einsturz bedrohten und das Gouvernement zum Verlassen Bueas zwangen.

bereits hingewiesen. Ein, in Victoria selbst, damals angeschnittener und inzwischen fast völlig in seinem unteren Teile beseitigter Lavazug bestand lediglich aus dünnen Lagen, vollständig rissiger und in Nußgröße brechender Brocken-Lava, so daß er sich leicht abtragen ließ, während andere homogene Züge sich von außerordentlicher Festigkeit erwiesen. Es konnte am erwähnten Lavazuge durch die Beschaffenheit der Lava ohne Mühe der für Wegeschüttungen und Bauzwecke wertvolle Basaltkleinschlag unmittelbar entnommen werden. An vielen anderen Stellen bietet der homogene Basalt vorzügliches Baumaterial und Gelegenheit zur Anlage von Steinbrüchen. Verhältnismäßig selten traf ich im Gegensatz zur Behauptung Stromer von Reichenbachs (1, S. 162) säulig abgesonderten Basalt. Die Funde von Trachyt durch Burton an der Westseite des Berges (in F. Burton: Abeokuta and the Cameroons Mountains. London. 1863. II. S. 160) und von Phonolith, durch Schwarz von der Südostseite des Berges, (B. Schwarz Kamerun, Leipzig. 1886. S. 290) haben bisher keine Betätigung erfahren.

An Mineralien sind mir besonders größere Krystalle von Augit (bis zu 3 cm hoch) und kleine, aber allseitig wohl ausgebildete (3 mm Durchmesser) Krystalle von Olivin bekannt geworden. Diese sollen besonders zahlreich sich im vulkanischen Aschensande an der Manns-Quelle finden. Augite fand ich selbst auf dem Gebiete der Molive-Pflanzung in grobkrystalliner Basaltlava. Die Ausbildung der Augitkrystalle ist die gewöhnliche der basaltischen Augite mit nachfolgenden Flächenkombinationen: M (110) $\infty P$, r (100) $\infty P \bar{\infty}$, l (010) $\infty P \breve{\infty}$, s $(\bar{1}11)$ P. Seltener sind einfache Krystalle, meist sind es Zwillinge nach (100) $\infty P \bar{\infty}$, daneben treten auch je zwei Zwillinge, nach obigem Gesetz sich durchkreuzend, nach (101) $-P \bar{\infty}$ zu Vierlingen zusammen.

Die Olivin-Krystalle zeigten ebenfalls die gewöhnlichste, meißelförmige Ausbildung mit den Flächenkombinationen: n (110) $\infty P$. s (120) $\infty P \breve{2}$, T (010) $\infty P \breve{\infty}$; ganz untergeordnet und meist nur als Rundung der Kanten (die Krystalle waren daneben auch etwas abgerollt) zu erkennen, sind: d (101) $P \bar{\infty}$; e (111) P.

Tuffe, Lapilli, Aschen und Bomben sind, wie bemerkt, am Abhange des Kamerun-Berges selbst verhältnismäßig selten gefunden worden. Aus der Literatur führt Stromer v. Reichenbach S. 162 solche Funde an, von denen die vom Kriegsschiffshafen und Cap Dibundja wohl die bekanntesten sind. Ich wies schon darauf hin, daß sich die große Masse dieser Ablagerungen jedenfalls in viel größerem Umkreise des Berges finden wird und meine Tuff- und Aschenschichtenfunde am mittleren Mungo, zwischen den Kreideschichten, bestätigen diese Annahme. Es ist sogar anzunehmen, daß ein großer Teil der fruchtbaren Lehmablagerungen des Küstengebietes bis Duala, und sogar bis Edea, aus den Verwitterungsprodukten solcher vulkanischer Ablagerungen besteht, die an Ort und Stelle ihre Umwandlung und Zersetzung erfahren haben (eluviale Lehmlager). Beispielsweise habe ich Lapilli, Bimsstein- und Basaltbruchstücke vielfach in den später eingehender zu besprechenden Dibongo-Konglomeraten vom unteren Sanaga beobachten können. Es würde sich damit auch vielleicht der Schluß rechtfertigen, daß ein großer Teil der weiter landeinwärts und nicht unmittelbar an den Talhängen des Kamerun gelegenen Gebiete für einzelne Zweige des Anbaus viel geeigneteren Boden abgeben würde, als die steinigen Basalthänge des Berges. Daß übrigens an den landeinwärts gelegenen kleineren Vulkanen (Diungo, Krater von Joh. Albr. Höhe) noch vollständige Tuffmäntel vorhanden sind, erwähnte ich bereits.

Ein sehr deutliches Profil durch Tuffschichten des Kamerun-Berges konnte ich allerdings auch an der Bucht von Kriegsschiffshafen unmittelbar am Strande, an der sogenannten „Roten Wand", beobachten. Es scheint sich hierbei um ein schon von Knochenhauer erwähntes Profil zu handeln. (Geologische Untersuchungen im Kamerun-Gebiete (mit Karte). Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten 1895. VIII. S. 87. vergl. auch 1, S. 163.)

Am Grunde des hier durch einen senkrechten Absturz nach dem Meere hin freigelegten und in Fig. 2 wiedergegebenen Profils befand sich sehr dichter, feiner, schon stark zersetzter

Lehm, der, allem Anschein nach, aus Tuffen und Aschen entstanden sein mag und teilweise so dicht und fest verhärtet erschien, daß er große, der Brandung widerstehende Blöcke am Strande bildete (1). Gelb bis braun gefärbt, wird er nach oben dunkler und dichter, und wird schließlich von einer, mehrere Zentimeter starken, sehr harten, eisenoxydreichen Decke überlagert, die in flachem Bogen an den Grenzflächen gewölbt, von den auf- und unterlagernden Schichten scharf getrennt und mit zahlreichen Vertiefungen bedeckt, und von Sprüngen durchzogen ist. Sie macht den Eindruck, als ob sie durch Frittung und Druck der darauf lagernden Massen entstanden sei (2).

Figur 2

**Profil an der »Roten Wand«, in der Kriegsschiffshafenbucht bei Victoria**

Etwa 30 cm unter dieser Decke stecken senkrecht im Lehm zahlreiche Pfahlwurzeln, bis zu 1 m Länge, die vollständig in Brauneisen- und Roteisenerz umgewandelt sind. Über dieser Decke erhebt sich bis zu 20 m eine Schicht hellgelben Lehms, der deutlich noch seine Entstehung aus Asche erkennen läßt, und in dem unten mehrere dichte Lagen harter, außen gefritteter, faust- bis kopfgroßer, rundlicher Basaltbomben eingebettet liegen, die nach oben spärlicher werden und regelloser verstreut sind (3 und 4). Der Hang ist von fein geschlämmtem, rotem Gehängelehm überdeckt (5).

Eine Erklärung für die Entstehung dieser Ablagerungen ist an den oben angeführten Stellen bereits gegeben worden. Vielleicht muß man, da nicht nur die in den auflagernden Aschen liegenden Bombenscharen, sondern auch die harten Deckschichten

selbst eine Wölbung erkennen lassen (eine Schichtung der auflagernden Lehmmassen war nicht mehr zu beobachten), eine spätere Hebung in die heutige Lage und damit auch wohl eine negative Strandverschiebung annehmen, mit der ja auch die Risse und Sprünge der harten Decke zusammen hängen könnten, oder aber es hat sich einfach um einen aus Asche entstandenen Lehmhang gehandelt, auf dem sich bereits Vegetation angesiedelt hatte, die dann durch die auffallenden heißen Aschen-, Lapilli- und Bombenmassen zerstört wurde, wodurch gleichzeitig die obere Lehmschicht gefrittet und verhärtet wurde. Baumstämme oder Blattreste und Abdrücke habe ich nicht auffinden können, sondern lediglich jene Pfahlwurzeln, die große Ähnlichkeit mit den Mangroven-Wurzeln haben.

Sowohl der rote Gehängelehm, wie der gelbe Lehm der Profilschichten, würde für die Herstellung von Bausteinen sehr geeignetes Material abgeben, wie ich schon anderwärts betonte. (vergl. vorl. Mitteilungen S. 27). Die Analyse des Aschenlehms ergab für die bei 103$^0$ getrocknete Substanz:

| | | |
|---|---|---|
| Glühverlust . . . . . . | 16,68 | v. H. |
| $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ . . . . . | 50,50 | „ |
| $SiO_2$ . . . . . . . . . | 32,58 | „ |

Auch guter, sehr reiner, weißer Ton, der für die Herstellung von Tonwaren und feuerfesten Produkten in Betracht käme, ist vielfach an den Hängen des Berges vorhanden. Besonders wies ich ihn in großer Ausdehnung durch Bohrungen auf der Plantage Kriegsschiffshafen nach, wo er die Spalten des Basaltes überlagert, aus denen $CO_2$ entweicht. Es ist wohl anzunehmen, daß es sich hier um, durch pneumatolitische Vorgänge zersetzte, Tuff-, Aschen- und Basaltschichten handelt. Seine Analyse[1]) ergab für die bei 103$^0$ getrocknete Substanz:

| | | |
|---|---|---|
| Glühverlust . . . . . . | 15,9 | v. H. |
| $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ . . . . . | 34,87 | „ |
| $SiO_2$ . . . . . . . . . | 43,60 | „ |

[1]) Diese beiden Analysen wurden von mir im Laboratorium der Versuchsstation zu Victoria ausgeführt.

Schließlich wäre noch das mehrfach beobachtete Vorkommen von basaltischen Flußkonglomeraten zu erwähnen, deren Bildung sich bis in die Gegenwart fortsetzt. Es konnte hier beobachtet werden, wie schon der zweimalige Wechsel von Regen- und Trockenzeit genügt hatte, um frisch angeschwemmte Gesteinsrollstücke (Fluß-Schotter) in ein sehr hartes Konglomeratgestein überzuführen, wobei natürlich die lebhafte Wirkung chemischer Agentien im tropischen Klima, besonders die erhöhte Löslichkeit des Wassers für Kieselsäure, aber auch die leichtere Oxydation der Eisenverbindungen und der hohe Kohlensäuregehalt der Quellwasser am Berghange eine wichtige Rolle spielen dürften. Ich beobachtete solche rezente Konglomeratbildungen vielfach auch in anderen als Basaltgebieten. In der Urwaldzone waren sie häufig an den Einschlüssen von ganz rezenten Pflanzensamen (Baumfrüchten) als solche zu erkennen. Auf diese Bildungen und die charakteristische Weise, in der solche Konglomerate in verhältnismäßig kurzer Zeit der lateritischen Zersetzung anheimfallen, werde ich noch im Abschnitt Laterit (Teil VIII) zurückkommen, ebenso im Abschnitt Tektonik (Teil VII) auf die aus meinen Beobachtungen zu ziehenden allgemeinen Schlüsse über die mit der Aufwölbung des Kamerunmassivs zusammenhängenden tektonischen Vorgänge, und ihren Zusammenhang mit den vulkanischen Ausbrüchen des Hinterlandes (Kamerunspalte Passarges).

Die Beobachtung einer sogenannten „Ölquelle“ am Strande nahe der Kriegsschiffshafenbucht, wo einer der erwähnten Spalten im Basalt, aus der $CO_2$ entströmt, gleichzeitig geringe Menge eines dicken, starkriechenden Öles entweichen, legt die Vermutung nahe, daß das Öl sedimentären bituminösen in der Tiefe liegenden und vom Basalt bedeckten Schichten entstammen mag. Diesbezüglich verweise ich auf meine Ausführungen in der vorl. Mitteilung S. 23. Bei der Behandlung der Mamfeschichten am Cross werde ich auf den vermutlichen Zusammenhang der Ölführung der genannten Quelle mit dem Bitumengehalte der Mamfeschiefer zurückkommen.

Was nun die im Gebiete des Kamerunberges vorhandenen Bodenarten anlangt, so sind sie, wie Wohltmann[1]) erschöpfend dargetan hat, als außerordentlich fruchtbar und für die Plantagenanlage geeignet zu bezeichnen, obwohl sie sich als sehr kalkarm erwiesen haben[2]). Vermutlich sind die aus Aschen entstandenen Ablagerungen durch die intensive chemische Einwirkung, die außerordentlich großen Wassermengen, im tropischen Klima an Kalk entarmt. Diese Kalkarmut soll beispielsweise durch dasAuftreten gewisser Pilzkrankheiten dem Cacaobau bereits sich schädlich erwiesen haben, so daß man zum Teil zur künstlichen Kalkdüngung seine Zuflucht nehmen mußte. Daß aber, bei dem Bestand des Basaltes an Feldspaten, die continuierlich fortschreitende Verwitterung und Zersetzung den Böden, gerade in den Plantagen der Kamerunhänge, genügend Kalk wieder zuführen müßte, wäre wohl anzunehmen (vergl. auch hierzu Teil XIII).

[1]) Bezüglich der Literatur vergl. Teil XIII.
[2]) Vergl. hierzu die Ausführungen im Teil XIII.

## II. Teil.

# Das sedimentäre Küstengebiet.

## Reise Victoria-Duala-Edea und Jabassi-Mundame.

Im sedimentären Küstengebiete stellte ich zunächst Untersuchungen über das Vorkommen und den Ursprung von Kopal an. Der Kopal wird besonders in dem Küstenstrich südlich von Victoria, bis nach Duala hin, im Schwemmlande, durch Graben und am Strande ausgewaschen, gefunden. Wie ich bereits in meiner vorläufigen Mitteilung Nr. 9 S. 28 hervorhob, scheint es sich bei diesem Vorkommen des Kopals um ganz regellos im jungen Schwemmlandsgebiete auf primärer Lagerstätte vorkommende Harzanhäufungen zu handeln. Gelegentlich sind nämlich dort beim Graben der tiefen Löcher, in welche die Eingeborenen die Yamsknollen zu senken pflegen (bis $^3/_4$ m tief), solche Kopalstücke gefunden worden. Sie sind dann meist in Nestern angehäuft. Die Hauptmenge des von Kamerun in den Handel gelangenden Kopals stammt indessen vom Strande, wo er bei Abfall des Hochwassers am Rande der Creeks aufgesammelt wird. Da ich dicht bei Victoria (am Wege nach Kriegsschiffshafen) mehrere Urwaldbäume beobachten konnte, aus deren Zweigen Harz in großer Menge herabtropfte, das in bisweilen $^1/_4$—$^1/_2$ m Durchmesser haltenden Klumpen und Lachen sich auf dem Boden sammelte und an der Sonne eingetrocknet, hell- bis dunkelgelbes (bernsteinfarbenes), dem Kopal ganz ähnliches, festes, durchsichtiges und lebhaft brennendes Harz ergab, so ist es sehr wahrscheinlich, daß es sich bei dem Kopal ebenfalls

um solche ganz recente Harzanhäufungen handelt, die sich im Urwald bestandenen Schwemmlande an Ort und Stelle gebildet haben. Die von mir gesammelten Stücke stammten alle vom Meeresstrande bezw. den Ufern der Creeks. Es befanden sich sehr verschieden aussehende darunter, teils waren sie wasserhell-durchsichtig, bald durchscheinend und undurchsichtig weiß, gelb und braun. Leider konnte ich im botanischen Garten zu Victoria damals über den botanischen Namen des beobachteten Harzbaumes eine Auskunft nicht erhalten[1]). Später beobachtete ich am Wege Edea-Jabassi noch einen gewaltigen Urwaldbaum mit großen gefiederten Blättern (der offenbar eine große Verbreitung, wenigstens im Süden des Schutzgebietes besitzt, denn er war sowohl meinen Trägern aus Edea wie einem Buli-Jungen gut bekannt), dessen weitverzweigte Wurzeln große Mengen von Harz aussonderten, das auch beim Ritzen der Rinde in reichlicher Menge entquoll. Die Eingeborenen benutzen dieses wasserhelle sehr aromatisch wohlriechende Harz, das nach dem Kochen und Erkalten sehr hart wird, zu verschiedenen Zwecken. Sie formen Lichte daraus, indem sie um die Harzstange Bindfaden oder Lianenfäden als Docht wickeln, und bezeichnen diese im Küstenenglisch als „Blackman's Lamp". Ferner benutzen sie das Harz zur Herstellung von Ruß, den sie an einem über das brennende Harz gestellten kalten Topf niederschlagen. Dieser Ruß wird in die Wunden der frischen Tätowierungen eingerieben, um ihre Vernarbung aufzuhalten. Schließlich versiegeln sie damit Kürbisflaschen, die mit Palmenwein gefüllt sind, und stellen auf diese Weise moussierenden Palmenwein her. Sie nennen das Harz „Escho" oder „Fitscho". Vielleicht lieferte auch dieser Baum einen Teil des heute als Kopal gefundenen fossilen Harzes, so daß mindestens die hellen und dunkleren Abarten des Kopals wohl verschiedenen Harzbäumen entstammen.

In seinen „Urwalddokumenten" erwähnt Mansfeld aus dem

---

[1]) Wie Herr Prof. Dr. Potonié die Güte hatte mir mitzuteilen, stammt der meiste Copal vermutlich von einer Papilionacee.

Ossidingebezirk (vergl. Dr. A. Mansfeld. Urwalddokumente Berlin 1908. Dietrich Reimer (Ernst Vohsen) S. 95) ebenfalls Kopalvorkommen. Dort heißt es wörtlich: „Außerdem findet man, wie im Sommer 1897 auf einer Dienstreise konstatiert wurde, 30 cm unter dem Yamsfeldboden fossilen Kopal.“ Es sollen dort vier Arten des Kopals festgestellt worden sein, doch kann es sich hierbei auch wohl zum Teil nur um unter verschiedenen physikalischen Verhältnissen erhärtete Harzmassen handeln. Ferner sagt Mansfeld ebenda „Von den Harzern liefert Canarium (Mansfeldi) (Eckoiname-Edjum, Anjangname-Ngdschuale, Banjangname-Helòwalum) ein dem Kopal ähnliches Harz. Der Baum kommt auf beiden Seiten des Croßflusses vor“. Er scheint ident mit dem von mir bei Edea beobachteten zu sein und die oben ausgesprochene Vermutung wird dadurch bestätigt. Daß der Kopal auch hier unter dem Yamsfeldboden gefunden wird, hat wahrscheinlich den einfachen Zusammenhang, daß gerade die Gruben für den Yamsbau, da sie ganz besonders tief angelegt werden, nur in tiefgründigem alten Urwald- und Schwemmlandboden gegraben werden. Die Yamskultur bietet eigentlich dem Neger die einzige Veranlassung, tiefer als für seinen übrigen Ackerbau, der immer nur die obersten Erdschichten benutzt, in den Boden einzudringen.

In der näheren Umgebung Dualas wurde alsdann das im Schwemmlande bei Logobaba auftretende Ölvorkommen besichtigt, über dessen Herkunft die damals bei über 800 m eingestellte Bohrung, da sie bis zu dieser Tiefe keine anderen als die Schwemmlandsschichten durchsunken, keinerlei Aufschluß erbracht hatte. Da meine späteren Reisen im Ossidingebezirk mir hierüber gewisse Vermutungen nahe legten, werde ich dort darauf zurückzukommen haben.

Den von Knochenhauer (Geologische Untersuchung im Kamerun-Gebiet. Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten 1895. VIII. S. 89) bereits gegebenen Erklärungen für die Bildung der Creeks, die Ablenkung und Verlegung der Strommündungen, die dann Esch auch auf die von ihm zuerst beob-

achteten, landeinwärts gelegenen, älteren Strandwälle erweiterte (2, S. 14 ff.), wie sie typisch am unteren Sanaga und Wurilauf zu beobachten sind, möchte ich mich nach meinen Beobachtungen anschließen. Sogar glaube ich z. B. nicht nur in dem Ndonga- und dem Kwakwa-Creek ehemalige Mündungsarme des Sanaga sehen, sondern sogar annehmen zu sollen, daß letzterer früher durch den Sa-See[1]) nach diesen Creeks hin floß und sich von da in das Kamerunästuar ergoß. Dies war auch die ganz richtige Vermutung des Premierleutnants Freiherrn von Stein, der den See zuerst näher untersuchte und kartographisch festlegte (vergl. hierzu Mttlg. a. d. d. Schutzgebieten, Bd. X. Berlin 1897 p. 155. Über den Ossa- (Lungasi) See, Kamerungebiet, von Premierleutnant Freiherr von Stein). Ähnlich hat sich voraussichtlich die Mündung des Nyong nach Süden verschoben. Wahrscheinlich ist der nordöstlich Klein-Batanga gelegene See, wie der Sa-See, ein Rest des früheren Ästuars, der allmählich durch die vorgelagerten Schwemmlandsablagerungen vom offenen Meere abgeschnürt wurde. Beide behielten sehr natürlicher Weise ihre größere Tiefe, da sie dicht unterhalb der Schnellen und Fälle lagen, so daß der Aufbau der Strandwälle sich weiter meerwärts vollziehen mußte. Diese Erklärung für ihr Entstehen trifft also voraussichtlich auch für eine große Zahl der übrigen kleineren Standseen und zahlreichen Sümpfe im Küstengebiet und für die Bildung der Creeks zu. Ganz ähnlich können wir heute noch des Sichvorschieben der Landzungen und allmähliche Sichabschnüren von Creeks im Kamerun-Ästuar beobachten, aus denen sich zweifelsohne mit der Zeit, wenn die Verbindung mit dem Meere almählich aufgehoben wird, ebenfalls Strandseen bilden werden. Daß diese Landanschwemmung in großartigstem Maßstabe sich vollzieht, konnte ich nach heftigen Gewitterregen auf einer Fahrt über

---

[1]) Der Name des Sees ist bei den Eingeborenen jener Gegend nicht Ossa-See, wie mir Herr Missionar Schürle-Edea, nach seinen Studien der Basa-Sprache mitzuteilen die Güte hatte, sondern Sa-See, und O Sa-See bedeutet nach dem Sa-See.

das offene Meeer von Victoria nach Duala beobachten, wo beständig ganz enorme Massen von pflanzlichen und mineralischen Sinnkstoffen vom Wasser weit hinaus in das Meer mitgeführt werden, und wo sich der Vorgang der allmählichen Aussonderung dieser Stoffe durch die entgegenströmende Flut in weit großartigerem Maßstabe beobachten läßt, als etwa z. B. im Delta des La Plata-Stromes, dessen Ästuar ich kürzlich zu beobachten Gelegenheit hatte. Auch eine fortwährende Verschiebung dieser Hauptablagerungszonen läßt sich, je nachdem Hochwasser oder Niedrigwasser der Flüsse mit Ebbe oder Flut des Meeres zusammentreffen, am Kamerun-Ästuar erkennen. Dies gibt eine zwanglose Erklärung der von Esch (S. 16) erwähnten und überall in der Umgegend Dualas zu beobachtenden discordanten Parallelstruktur solcher Strandwälle, besonders auch an der Joß-Platte bei Duala. Am deutlichsten habe ich diese Struktur am Steilufer des Canuhafens der Eingeborenen vor dem Gelände des Krankenhauses zu Duala (Joß-Platte) s. Abb. 1, aber auch an den Lehm- und Schotterlagern südlich der Niederlassung der katholischen Mission beobachtet. Alle die sehr ausgedehnten Sand-, Schotter- und Lehmablagerungen bei Duala, einschließlich der Joß-Platte, möchte ich jedoch als jungalluvial auffassen und nicht als gleichaltrig mit den von Esch erwähnten posteocänen Strandwällen, wie ich sie typisch am unteren Sanaga bei Dibongo beobachtete. Außer der Lage führt mich dazu die Beobachtung, daß bei ihrem Aufbau weit weniger die jungvulkanischen Gesteine beteiligt sind, als an dem der Konglomerate von Dibongo, die doch noch zudem viel weiter vom Zentrum der vulkanischen Tätigkeit entfernt waren. Es ist also die Joß-Platte wohl erst nach dem Erlöschen oder dem Nachlassen der eruptiven Tätigkeit des Kamerunvulkans gebildet worden, während die Entstehung der Dibongo-Konglomerate noch in die Zeit der Haupttätigkeit fallen dürfte. Esch hob schon hervor, daß die Einteilung der von ihm als Typen der tertiären Strandwälle aufgeführten Gesteine eine rein petrographische sei und sich durchaus nicht zur Altersbestimmung verwenden ließe,

da sie in jedenfalls gleichaltrigen aber petrographisch verschiedenen Bildungen vielfach ineinander übergehen. Da die Bildung solcher Strandwälle offenbar seit den ersten Eruptionen der oberen Kreidezeit, deren Produkt gewisse, später zu erwähnende Tuffe am Mungo bildeten, bis zur Jetztzeit sich fortsetzte, so wird man eben vielleicht aus dem reicheren Gehalt an vulkanischem Material auf die Bildung in der Haupttätigkeitszeit der Vulkane, d. h. in der Tertiärzeit schließen können. Da die ältesten und zugleich höchsten dieser Strandwälle dem unteren Tertiär angehören, so würde in diese Zeit die Haupttätigkeit der Vulkane fallen, während die späteren, bis in die Neuzeit fortgesetzten Eruptionen weit weniger heftig erfolgt wären und wahrscheinlich hauptsächlich nur umfangreiche Lavaergüsse umfaßt haben dürften.

Übrigens sind diese Konglomerate noch in anderer Beziehung gut charakterisiert und dadurch von den jüngeren, ähnlichen Bildungen wohl unterscheidbar. Die an ihrer Zusammensetzung teilnehmenden Quarz-Brocken und -Körner zeigen eine eigenartige Corrosion an der Oberfläche, die ihnen ein ganz eigenartiges Aussehen verleiht und bei oberflächlicher Betrachtung ihnen eine gewisse Ähnlichkeit mit Diamanten gibt (scheinbare hohe Lichtbrechung), für die sie, wie Esch erwähnt (s. 2, S. 15), früher gehalten wurden. Diese Erscheinung beobachtete ich in allen drei von Esch (a. a. O.) angeführten Gesteinstypen und möchte sie als eine Folgeerscheinung (chemische Ätzung) der Beimischung der massenhaft an der Zusammensetzung teilnehmenden vulkanischen Produkte, und der damit in Zusammenhang stehenden hohen Temperatur des Wassers, sowie seiner Anreicherung an chemisch wirksamen Bestandteilen, deuten. Für diese dadurch wohl charakterisierten Gesteine möchte ich, nach ihrem Hauptvorkommen, den Namen Dibongo-Konglomerate vorschlagen. Weit jünger als diese Konglomerate, und von ihnen wohl unterscheidbar, sind z. B. die von der Kriegsschiffshafenpflanzung erwähnten harten Basaltkonglomerate, die Konglomerate der Joß-Platte und andere weit

über das ganze Schutzgebiet verbreitete pluviatile Konglomerate. Alle diese Konglomerate, einschließlich der Dibongo-Konglomerate, und zwar diese besonders lebhaft, weil sie schon, wie vermutet, älter sind, zeigen bis zu erheblichen Tiefen typische eluviale Laterit-Verwitterung. In dem besonderen Abschnitt über Laterit-Bildung werde ich hierauf zurückkommen. Auch die zwischen jungvulkanischen Deckschichten und den erwähnten Strandwällen ausgebreiteten, und die älteren Sedimentärschichten (Senon) eindeckenden, Lehme und Lateritbildungen sind voraussichtlich zumeist die zersetzten spättertiären und recenten vulkanischen Tuffe und Aschenschichten. Esch sagt nun bezüglich der Joß-Platte, 2, S. 15: „Als einer der am weitesten nach Süden vorgeschobenen Posten dieser Bildungen (zu ergänzen ist: in dem Gebiete zwischen Mungo und Wuri) ist die Joß-Platte anzusehen." Ich möchte sie nicht nur als eine der am weitesten nach Süden vorgeschobenen, sondern auch als eine der jüngsten dieser Bildungen ansehen, die zu den heutigen Alluvien hinüberleitet. Ohne Frage setzt sich die Bildung an jenen Küstenstrichen aus dem Tertiär, ja vielleicht aus der Kreidezeit (im Sandstein der oberen Kreideschichten finden sich ähnliche, konglomeratische, auskeilende Bänke!) bis in die Gegenwart fort und nur in den bei Dibongo beobachteten Konglomeraten, einschließlich der Sa-Sandsteine, die Esch als posteocäne Strandwälle bezeichnet, hat man wohl ältere Tertiärbildungen zu erblicken, die, von dem durch Oppenheim als wahrscheinlich Eocän bestimmten (s. Esch 2, S. 246 ff.) Tonschiefer, vom unteren Wuri, vielleicht nur faciell, nicht dem Alter nach, verschieden sein dürften.

Wenn man das Vorkommen vulkanischer Tuffe und Aschenschichten mit dicotylen Pflanzenresten, in Wechsellagerung mit den der oberen Kreide angehörenden, jedenfalls senonen Kalk-, Tonschiefer- und Sandsteinschichten am Mungo, ferner das Auftreten massenhafter Aschen, Lapilli, Bimstein und Lava-Brocken in den Dibongo-Konglomeraten berücksichtigt, wo sie häufig (auch im roten Sa-Sandstein) nicht

nur das Bindemittel der teils scharfen, teils gerundeten Quarzbrocken bilden, sondern teilweise die Konglomerate ganz zusammensetzen (auch die schon von Knochenhauer als Toneisensteine erwähnten Bestandteile dieser Konglomerate sind nach meinen Beobachtungen Basalt und Basaltlavaverwitterungsprodukte), so erscheint der obenangeführte Schluß gerechtfertigt, daß jene Konglomerate ihre Entstehung der Zeit der Haupttätigkeit des Kamerunvulkans, und der diesen benachbarten, kleineren Vulkane, als Strandbildung verdanken, während gleichzeitig die Tonschiefer wahrscheinlich als Absätze tieferer Strandseebecken entstanden. Daß nach den bisher angestellten Beobachtungen Fossilien in jenen Strandbildungen gänzlich fehlen, ist wahrscheinlich zu erklären durch die hohe Temperatur, die jene massenhaften Regen von heißen Aschen und vulkanischen Eruptionsprodukten für Luft und Wasser am Strande zur Folge hatten. Leider macht dies eine endgültige Horizontisierung noch nicht möglich, um so mehr, da diese Barrenzüge, wie Esch schon hervorhob, zumeist eingedeckt sind von Lehm und Sandablagerungen, die, obwohl weiter landeinwärts gelegen, jünger sind und die Produkte der Anschwemmung und Auffüllung der durch die Strandwälle abgeschnürten Strandseen und Meeresarme bilden. Diese Strandwälle sind durch die fortdauernde negative Strandverschiebung dann an einzelnen Stellen als Durchragungen dieser jüngeren ebenfalls vom Tertiär bis in die Jetztzeit fortdauernden Sand- und Lehmabsätze in den von Esch beschriebenen und das sedimentäre Vorland erfüllenden Höhenzügen erhalten. Die Ausführungen, die Esch (S. 11 ff.) im übrigen über die Tertiärablagerungen Kameruns machte, kann ich nach meinen Beobachtungen im übrigen nur bestätigen. Neue Aufschlüsse hierüber sind mir nicht bekannt geworden. Von den sedimentären oberen Kreideablagerungen am Mungo, nach der Küste fortschreitend, wird man demnach die ganze Reihe der tertiären Ablagerungen zu vermuten haben, die hier gelegentlich durch in tiefere Meeresbuchten abgelagerte Tonschiefer, im Wesentlichen aber durch

Strandwälle und zwischengelagerte Sand- und Lehmmassen dargestellt werden. Von diesen ist, der geschilderten Bildungsweise entsprechend, häufig das jüngere Sediment dem älteren Strandwall landeinwärts angelagert und hier auch als Absatz eines alten Strandsees oder eines Creeks der Tonschiefer gebildet, der voraussichtlich fossilführend und deshalb möglicherweise horizontbestimmend sein wird. Im allgemeinen sind aber diese Schichtenfolgen, soweit sie älter sind, teils von vulkanischen Massen, Decken und Tuffen jüngerer Entstehung verdeckt, während die jüngeren unter den recenten Bildungen lateritischer Zersetzung und der Alluvien untertauchen, so daß ihr Vorhandensein dadurch verhüllt wird. Eine Parallelisierung oder Vergleichung der Kameruner Tertiärschichten mit den neuerdings von Parkinson (in: „The Post-Cretaceous Stratigraphie of Southern Nigeria. Quarterly Journal of the Geological Society LXIII. S. 308—312, 1907) in der angrenzenden englischen Kolonie Süd-Nigeria unterschiedenen drei Stufen tertiärer Bildungen, die er vom Hangenden zum Liegenden als:

1. Benin Sande
2. Jjebu-Series } Lignite Series
3. Asaba-Series }

bezeichnet, ist zur Zeit mit einiger Sicherheit nicht möglich. Vielleicht sind die vereinzelten Sandablagerungen der Küste, die auch Esch erwähnt (S. 20), auf deren einer z. B. die Missionsstation Lobethal, am unteren Sanaga liegt, sowie die im Norden der Bucht von Biafra weiter landeinwärts vorkommenden, horizontal liegenden, lose verkitteten Sande, mit den Benin-Sanden Parkinsons in Parallele zu stellen, während die von Esch am Wuri bei Bonangando und etwa 15 km südlich von Japoma am Dibamba aufgeschlossenen Tonschiefer vielleicht den Asaba oder Jjebu-Schichten Parkinsons möglicherweise zu vergleichen sein dürften. Ich möchte erstere freilich, wenigstens teilweise, eher für jungalluvial ansehen. Bei der Schwierigkeit infolge der eluvialen lateritischen Zersetzung gerade die tertiären Schichten genauer zu horizontisieren, die, wie ich vermute, selbst die Kreide- und

Tonschieferschichten am Mungo noch bedecken, (ich fand im Lehm und Ton, die dort unmittelbar die zersetzten und teilweise ebenfalls in Lehm und Ton umgewandelten Kreideschichten bedecken, und ganz allmählich in diese übergehen, Fossilreste, Lammellibranchiaten und Gastropoden-Abdrücke, die zwar eine nähere Bestimmung nicht zuließen, die ich für Tertiär halte), wird man einigermaßen sichere Anhaltspunkte für eine Gliederung nur bei der Herstellung von größeren frischen Aufschlüssen erwarten können. In dieser Beziehung würde also wohl die Untersuchung der beim Bahnbau neuerdings geschaffenen Aufschlüsse vielleicht einige Klarheit bringen können.

Auf die große Verschiedenheit der tektonischen Vorgänge im Norden und Süden der alten Biafrabucht hat Esch (2, S. 21) bereits hingewiesen. Demnach scheint der Aufbau des Kamerun-Berges im engen Zusammenhang mit den Hebungen im Norden bezw. den dort vielfach beobachteten negativen Strandverschiebungen zu stehen, die auch am Mungo die oberen marinen Kreideschichten im Laufe der Tertiärperiode beträchtlich über das Meeresniveau heraushoben. Wahrscheinlich ist, daß diese Hebungen sich weit nach Norden und Osten bis tief in das heutige Festland fortsetzten, wo wie später zu zeigen, auch die ausgedehnten Kreideablagerungen des Croßbeckens heute erheblich über dem heutigen Meeresspiegel gelegen sind. Die marinen Kreideablagerungen am Mungo sind demnach wohl als eine große emporgehobene Scholle, oder als südlicher Rand einer gewaltigen zusammenhängenden Hebung anzusehen, die unter dem Spiegel des damals offenen Meeres schnell ihr Ende fand, wie die Bohrung bei Logobaba zeigt, die bis 800 m keinerlei anstehendes Gestein erreichte. Daß diese Hebungen sich nicht allein auf den z. B. von Esch als in früherer Zeit abgesunken angenommenen Teil der Biafra-Bucht erstreckten, ist aus den vielfachen Fortsetzungen der vulkanischen Ausbrüche bis tief in das Innere des Landes zu schließen, die, wie ich noch später zeigen werde, weite Gebiete des krystallinen Grundgebirges durchbrachen, überdeckten und heraushoben, und zwar auch in Gebieten, die nicht dem

Verlaufe der großen von Passarge angenommenen Kamerunspalte entsprechen. Demgemäß möchte ich auch hervorheben, daß bei der heutigen Gestaltung des Festlandes als Hauptursache die hebenden Kräfte mindestens die gleiche Rolle gespielt haben werden, wie die vielleicht ebenfalls mit den vulkanischen Ausbrüchen in engem Zusammenhange stehenden, meist nur lokalen Senkungen (vergl. hierzu Teil VII).

Das sedimentäre Kreidegebiet betrat ich zuerst auf meiner Reise von Jabassi nach Mundame, die ich deshalb, obgleich zeitlich den Reisen am rechten Sanagaufer folgend, hier zuerst behandeln möchte. Der Weg führte von Jabassi[1], der am Wuri unterhalb seiner Schnellen gelegenen Regierungsstation, anfangs durch ein ausgedehntes und hier durch Faltung und Erosion besonders zerrissenes Gneisgebiet, nahe bis an die Ufer des Dibombe hin, dem, von seinem linken Nebenfluß Mabowe ab, roter Biotit-Granit, bald mit großen Feldspatleisten, bald von feinkörnigen Adern und Gängen durchzogen, folgte. Es scheint hier ein anderer, jüngerer Granit später durch den ersteren hindurchgebrochen zu sein. Die oberhalb Nyanga bis zu den Fällen des Dibombe im Fluß anstehenden Sandsteine hat bereits Esch (2, S. 7 und 8) beschrieben. Dicht an den Schnellen sind sie gröber, fast konglomeratisch und werden nach dem Hangenden feinkörniger. Schichtung ist nur sehr selten und undeutlich zu erkennen. Die Sandsteine scheinen nach meinen Beobachtungen im allgemeinen nach S. bis SW. einzufallen. Sehr häufig und deutlich zu beobachten ist diskordante Parallelstruktur. Fossilien habe ich auch nicht in den geringsten Spuren auffinden können, ebenso fand ich, wie Esch, weder Tonschiefer noch Kalkablagerungen. Ob man es, wie Esch annimmt, hier mit Äquivalenten der am Mungo unterhalb Balangi bis Ndo anstehenden Sandsteine zu tun hat, muß dahingestellt bleiben. In diesen habe ich jedenfalls noch wiederholt kalkige Sandsteinzwischenlagen und Kalkbänke beobachtet. Wenn auch die Sandsteine am Dibombe, dem Granit an den Schnellen zweifellos unmittelbar aufgelagert sind, so wird

[1]) Vergl. Teil III.

man doch die Frage nach dem Alter der Dibombe-Sandsteine bezw. ihrer Stellung zu den Mungoschichten vorläufig noch offen lassen müssen. Will man jedoch einmal mit einer faciell verschiedenen Ausbildung am Dibombe und Mungo rechnen, wie Esch es tut, was nebenbei gesagt, bei der häufigen Verschiedenheit gleichaltriger Strandbildungen, selbst auf kürzere Entfernung, gar nicht gezwungen erscheinen kann, dann würde nichts dagegen sprechen, daß wir es an den Dibombeschnellen mit gleichaltrigen Schichten wie an den Fällen des Mungo, also dem Liegendsten jener Kreideablagerungen, zu tun haben.

Der weitere Weg führte mich von Nyanga zunächst nach Bayäle-Njombe, und zwar über Penja (Landschaft Mamelo), bis zu welchem Orte der Sandstein mehrfach von Basalt und Basaltlavadecken überlagert ist, während in den tiefer eingeschnittenen Flußtälern unterlagernde Gneise und Granite, aber auch gelegentlich die Sandsteinschichten durchragende Granite angeschnitten sind. Bei Penja nun werden diese Basaltdecken mächtiger und sind über ein zusammenhängendes Gebiet ausgebreitet; da sie überall dem Sandstein aufgelagert sind, müssen sie jünger als dieser sein. In tiefer eingeschnittenen Flußtälern findet sich bisweilen der Sandstein bedeckt von Basaltaschen und Tuffen, auf denen dann die Basaltdecken liegen. In der Nähe der auflagernden Aschenschicht ist der grobkörnige Sandstein meist stark eisenschüssig und der sein Bindemittel bildende Limonit in strahliges Roteisen umgewandelt. Unweit des Ortes Njombe, in NNO.-Richtung von diesem Ort, befindet sich der Diungo oder Weiße Berg, (wie ich erst während der Bearbeitung erfahre, ist der Berg bereits früher von G. Conrau besucht worden, vergl. Mitt. aus den deutschen Schutzgebieten, Bd. 11. 1898. Berlin, S. 194), ein erloschener Vulkankegel, den ich bestieg, da, nach den Erzählungen der Eingeborenen, dort interessante geologische Aufschlüsse erwartet werden konnten. Es wurde festgestellt, daß der Diungo ein sehr jugendlicher z. T. verstürzter Krater ist. Von dem ursprünglichen Tuffmantel des Kraters ist nur die östliche Seite

erhalten geblieben, während der westliche und nordwestliche Rand offenbar einem späteren Einbruche zum Opfer gefallen ist. Hierbei ist jedenfalls der ursprünglich im Kraterkessel befindliche Kratersee ausgebrochen und hat sich am tiefsten Punkte des entstandenen Einbruches von neuem gesammelt. Wir finden ihn heute in etwa 1—2 km Entfernung in westnordwestlicher Richtung im Dia-Dia-See wieder, dessen vielfach buchtige und sumpfige Umrandung in ihm auf den ersten Blick nicht mehr den Kratersee erkennen läßt. Wahrscheinlich war der Diungo der Haupteruptionsherd jener, in der weiteren Umgebung die Sandsteine bedeckenden, erwähnten Basaltdecken. Da sowohl der gut geschichtete Tuffmantel z. T. noch recht frische Gesteine aufweist, andererseits auch sich frische Aschen und Lapilli in der Nähe finden, so kann man wohl annehmen, daß er einer der jugendlichsten Kratere jener Gegend gewesen, oder wenigstens, daß seine Eruptionen bis in die neuesten Zeiten fortdauerten, wie das ja auch für die wohl gleichaltrigen Eruptionsherde anzunehmen ist, auf denen heute z. B. der Elefanten- und Sodensee liegen. Merkwürdig ist, daß heute noch der Tuffmantel lediglich von etwa 2 m hohem Grase bewachsen ist, während alle Berge ringsherum von dichtestem Urwalde bestanden sind. Es gewährt einen eigenartigen Anblick, wenn man bei der Besteigung von Westen nach anstrengendem Marsch durch das Dickicht des Urwaldes, das nur gelegentlich durch einige außerordentlich üppige Eingeborenen-Farmen unterbrochen wird, plötzlich an einer mit scharfem Rande gegen den Wald abgegrenzten Grasebene steht, aus welcher nun der grasbewachsene Kegel des Diungo zur Höhe von etwa 325 m, also 233 m über Njombe (das etwa 92 m Seehöhe hat) steil ansteigt. Nachdem man am Grunde des Kegels einen, fast wie künstlich hergestellt anmutenden, gleichmäßig etwa 2 m tiefen und 10 m breiten Graben durchschritten und den Gipfel des Randes erstiegen, genießt man einen prachtvollen Rundblick von der waldfreien Höhe auf ein großartiges Gebirgspanorama, aus dem besonders majestätisch sich in SW. der ferne Kamerun und in NO. und NNO. die Kupe- und Nlonako-

Berge, sowie ganz im Hintergrunde die Berge des Manenguba-Gebirges heraušheben.

Dem Umstande, daß der Berg mitten im Urwaldgebiet, frei von Baumvegetation und nur mit Gras bewachsen ist, verdankt er den Namen Diungo, das ist weißer oder heller Berg, den ihm die Eingeborenen gegeben haben. Aus größerer Entfernung hebt er sich durch die Grasbewachsung im Gesamtlandschaftsbilde wirkungsvoll hervor, namentlich zur Trockenzeit, wenn das Gras verdorrt ist und dann hell gefärbt erscheint. Ganz besonders deutlich beobachtete ich ihn beispielsweise später von Mundame aus (vom Hügel des damaligen Postengebäudes). Die älteren Eingeborenen von Njombe-Bajäle erzählen, daß noch zur Zeit ihrer Väter hier gewaltige Veränderungen der Erdoberfläche stattgefunden hätten, und es ist immerhin interessant, daß sich die Sage dieser geologischen Erscheinungen bemächtigt hat. Der alte Häuptling von Njombe ließ mir durch die Vermittelung einer noch älteren im Dorfe lebenden Frau etwa folgendes erzählen, was er mehrmals sehr lebhaft während der Erzählung bestätigte, da es ihm von seinem Vater, der die Katastrophe mit erlebt habe, ebenso erzählt worden sei: „Die Bewohner von Njombe-Bajäle wohnten früher auf der Höhe des ausgedehnten Gipfels des weißen Berges, in dessen Mitte ein großer, fischreicher See lag, aus dem die Eingeborenen auch das Trinkwasser schöpften. Es war nun durch den Gott des Bergfeuers, der diesen See geschaffen, verboten, in das reine, klare Seewasser unreines Wasser zu gießen, oder unsaubere Gefäße und Kleidungsstücke darin zu waschen. Dieses Gebot wurde häufig von den Frauen des Dorfes überschritten. Nachdem der Feuergott wiederholt sein Mißfallen darüber durch unterirdisches Donnern zu erkennen gegeben, wagte doch wieder eines Tages ein Weib, unsauberes Wasser in den See zu gießen. Da fing das Wasser an zu brodeln und zu kochen, stieg immer höher und höher, der Berg spaltete sich unter furchtbarem Donner; Feuer, Rauch und Dampf quoll aus dem Innern und verschlang die Missetäterin. Die kochende Flut des Sees stürzte sich ins Tal, viele Hütten und Menschen mit sich reißend und

alles zerstörend. Einige der Bewohner flohen und retteten sich, sie kehrten nach langer Zeit zurück und bauten die heutigen Dörfer Bajäle und Njombe auf." Noch heute wagen die Eingeborenen aus Furcht vor dem von ihnen gefürchteten Feuergotte sich noch nicht, jene Gegenden zu betreten und es kostete Mühe, den Häuptling zu bestimmen, mich auf den Gipfel zu begleiten, während seine Leute erklärten, ohne ihn sich nicht dorthin wagen zu dürfen. Offenbar hatten die Leute auch während ihres Aufenthaltes dort ein für sie recht unbehagliches Furchtgefühl. So kommt es wohl auch, daß in der direkten Richtung auf Mundame in der Nähe des Dia-Dia-Sees, dessen nähere Umgebung allerdings auch teils sehr sumpfig, teils von dichtem Urwalde bestanden ist, keine Eingeborenenwege vorhanden sind, so daß man, um nach Mundame zu gelangen, den erheblichen Umweg über Kwangsi nehmen muß. Wenn nun auch dieser Sage nicht allzuviel Bedeutung beizumessen sein dürfte, denn ähnliche, mit den religiösen Anschauungen der Neger in Einklang stehende Sagen sind wohl auch in Bezug auf andere Kraterbildungen (See Epochä, im Mamenguba-Gebirge) in Umlauf, so scheint jedenfalls daraus hervorzugehen, daß vor gar nicht langer Zeit (Sagen bilden sich natürlich bei den der Aufzeichnungen entbehrenden uncivilisierten Volksstämmen viel früher, als etwa bei uns) dort ein großes Einsturzbeben stattgefunden haben mag, verbunden mit erheblichen Dislokationen des alten Kraterrandes. Daß etwa dabei tatsächlich noch erneute Eruptionen stattgefunden hätten, wie man aus den Erzählungen vom Hervorbrechen von Feuer und Dampf schließen könnte, ist unwahrscheinlich. Immerhin kann angenommen werden, daß diese Sage möglicherweise in engem Zusammenhange mit wirklichen geologischen Vorgängen gestanden hat, und die ihr zu Grunde liegende Katastrophe kann tatsächlich in der Überlieferung von den Vorfahren der ältesten Bewohnern mit erlebt worden sein.

Da die im Bau begriffene Bahn des Schutzgebietes am Fuße des Berges vorüberführen wird, so mag hier Gelegenheit genommen werden, auf diesen landschaftlich schönen und geologisch interessanten Punkt hinzuweisen, und auch darauf, daß das

ganze Basaltdeckengebiet von ganz besonders hervorragender Fruchtbarkeit ist. Das Panorama ist eins der umfassendsten und großartigsten, das ich im Küstengebiet beobachtet habe.

Am Wege Njombe-Kwangsi tritt dann bereits am kleinen Flüßchen Mbimbe wieder der Sandstein zu Tage. Nur noch einmal auf kurze Erstreckung von einer Basaltlavadecke überlagert, bald nach SO., bald nach SW. und W. mit wechselnd 10—30$^0$, meist mit 25—30$^0$ einfallend, bildet er stark zerklüftete und zerrissene Gebirgsformen und Schluchten. Feine Sandsteine wechseln häufig mit gröberen. Häufig sind harte eisenschüssige Sandsteinbänke und einzelne grobe Konglomeratbänke in den feinkörnigen Sandstein eingelagert. Zahlreich lassen sich Klüfte und Sprünge beobachten, so besonders im Bett des Palavannia, einem Nebenflüßchen des Mbome, dicht vor Kwangsi, ohne daß sich bei den Unregelmäßigkeiten der Lagerung und der allgemein undeutlichen Schichtung eine Gesetzmäßigkeit erkennen ließe. Häufig treten auch hier Laterite, bald typische eisenreiche Oberflächenlaterite, bald reinweiße bauxitische, eisenarme Laterite besonders am Rande der Basaltbedeckungen auf.

Dicht hinter Kwangsi, am Wege nach Mundame, bedecken nochmals Basaltlagen den Sandstein, der vom Njombe ab wieder zu Tage tritt. Im Bett dieses Flusses sind deutlich 3 etwa SW.-NO. verlaufende Sprünge zu beobachten, die quer den Fluß durchsetzen, während die Schichten etwa mit 13$^0$ nach SO. einfallen.

Solche Störungen machen sich dann am Rande des Sandsteingebietes noch vielfach bis zum Mungoübergang bei Mundame bemerkbar und namentlich scheint das Gebiet bei Mundame und oberhalb bis zu den Schnellen vielfach gestört und in einzelne Schollen zerbrochen zu sein. Allenthalben finden sich im Sandstein verschiedene Streich- und Fallrichtungen und auf Klüften und Sprüngen abgesetzte Brauneisenabscheidungen. Dicht an den Schnellen beobachtete ich wieder mehrere große etwa SW.-NO. verlaufende Spalten, während sich stromauf den roten Granit durchsetzend, ein ganzes System radial verlaufender und nach einem fernen nordöstlich gelegenen Zentrum der Störung

hinweisender Sprünge und Klüfte vorfanden. An den Schnellen des Mungo setzt der Granit deutlich gegen den Sandstein ab und es finden sich gewaltige Blöcke einer ehemaligen Spaltenausfüllung, die aus stark zerriebenen und von sekundärem Kalkspat erfüllten Granitgruß bestehen (petr. Beschr. Nr. 21 und 22). Der oberhalb der Schnellen anstehende Granit ist stark gequetscht, die Quarze zum Teil in Aggregate von Trümmern zerdrückt (Teil IX, Nr. 20) und der Granit vielfach von Epidot-Adern durchzogen. Ob bei den geringen Höhenunterschieden zwischen Granit und Sandsteingebiet vielleicht die Sandsteinbedeckung an einzelnen Stellen auch auf das heute höher gelegene Granit-Gneisgebiet, oberhalb des Bruchrandes Eschs übergreift, muß noch dahingestellt bleiben. Die erwähnte Freilegung von den Sandstein unterlagernden Graniten und Gneißen am Wege Njanga-Njombe läßt vermuten, daß wohl im ganzen Sedimentärgebiete der Sandstein unmittelbar den altkrystallinen Schichten bezw. dem Granit auflagert. Von dem von Esch und anderen Autoren erwähnten Steilrande ist jedoch hier, wie auch sonst (ich komme darauf noch bei Besprechung der Erscheinungen an den Sanaga-Fällen zurück), wenig zu beobachten. Vielmehr ist der Übergang von Granit in das Sandsteingebiet meist sanft und allmählich. Der angebliche Steilrand ist ja allerdings auch in der größten Ausdehnung von jungvulkanischen Gesteinen verdeckt, da solche jungvulkanischen Höhenzüge häufig sowohl im sedimentären Schwemmlande, wie im krystallinen Grundgebirge aufsetzen und von diesem zu jenem hinüberstreichen bezw. beide bedecken. Jedenfalls sind diese Ausbrüche basaltischen Magmas, wie ja schon das Kamerunmassiv mit seinen zahlreichen Krateren beweist, keineswegs auf den sogenannten Bruchrand Eschs beschränkt. Es kann überhaupt hier wohl nicht von „einem steilen Bruchrande" die Rede sein, vielmehr steigt das Gelände nach und nach, bisweilen sprunghaft in einzelnen Stufen an, worauf auch die Schnellen im Granitgebiet, also oberhalb des angeblichen Bruchrandes, hinweisen. Auf der ganzen Strecke vom

Weißen Berge und Dia-Dia über den Elefantensee und Elefantenkrater (Joh. Albrechts-Höhe) bis mindestens zum Sodensee ist durch sehr jungeruptive Ausbrüche der Rand jedenfalls verwischt und eingedeckt[1]), da diese sich eben zum Teil schon auf sedimentärem Gebiete über die Gipfel der anschließenden Höhen im krystallinen Gebiete erheben.

In Fortsetzung der in Mundame für längere Zeit zum Zwecke der Untersuchungen der Mungoschichten unterbrochenen Reiseroute begab ich mich später von dort nach Station Joh. Albrechtshöhe. Der Weg dorthin führte sehr bald, bei Mukonje-Farm, aus dem Sandsteingebiet in die überlagernden Basaltdecken des Barombi - Krater - Massivs, die namentlich an ihren untersten Hängen und da, wo Aschen- und Tuffreste sie eindecken, vorzüglich fruchtbaren z. T. tiefgründigen Farmboden lieferten.

Was nun die sedimentären Ablagerungen anlangt, die längs des Mungolaufes von den Schnellen bis unterhalb Ndo aufgeschlossen sind, so sind sie bereits in sehr eingehender Weise von Esch behandelt worden. Danach bestehen diese Schichten am Mungo aus Sandsteinablagerungen bedeutender Mächtigkeit mit zwischengelagerten Tonschiefern und Kalkbänken. Diese letzteren sind außerordentlich fossilreich und bergen neben Fisch-Knochen und -Zähnen, Krebsen, Seeigeln, Zweischalern, Brachiopoden und Gastropoden, eine große Zahl von Ammoniten, die früher von v. Koenen nach Aufsammlungen von Dr. Wilsung und Prof. Wohltmann (Über Fossilien der Unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. Abh. d. kgl. Ges. der Wissenschaft zu Göttingen, Matth. phys. Klasse. Neue Folge, Bd. 1, Nr. 1. S. 1—48, Berlin 1897, und Nachtrag zu dem Vorigen. Ebenda S. 49—64, Berlin 1898) und später von Solger (vergl. 2, S. 88—285) eine sehr eingehende Bearbeitung gefunden haben. v. Koenen rechnete die Schichten danach zur un-

[1]) Esch beobachtete auch einen allmählichen Übergang der von ihm als posteocäne Bildung bezeichneten Lehme, die sich an die Barrenzüge und Strandwälle anlegen, in die geschichteten quarzfreien Tuffe des Barombi-Kraters.

teren Kreide, während Solger, auf Grund seiner Untersuchung der Esch'schen Funde, zu der Ansicht kam, daß sie dem Turon und Senon angehören. Da ich mit einer erneuten genauen Untersuchung über die wirtschaftliche Verwendbarkeit der Kalkvorkommen seitens des Gouvernements beauftragt worden, benutzte ich meinen Aufenthalt gleichzeitig zu einer abermaligen systematischen Aufsammlung von Fossilien, die vielleicht näheren Aufschluß über die noch von Solger offen gelassenen Fragen (vergl. 2, S. 240) bringen konnten und versuchte eine möglichst genaue Aufnahme der sämtlichen zugänglichen Schichten, die häufig erst nach mühsamen Aufschlußarbeiten gewonnen werden konnten und einen sehr großen Schichtenkomplex umfassen, von dem bisher nur von vereinzelten, ihrer Lage nach nicht zweifelsfrei bestimmten Stellen Fossilien gesammelt worden waren.

Die Bearbeitung der Fossilfunde hat in liebenswürdiger Weise Privatdozent Herr Dr. Harbort übernommen. Ihre Ergebnisse wird er zugleich mit denen meiner Profilaufnahmen in besonderem Abschnitt veröffentlichen (vergl. Teil XII).

Zu den dort gegebenen Schichtenaufnahmen ist noch erläuternd zu bemerken, daß nicht, wie Esch und Solger annehmen, infolge des Vorhandenseins einer großen verschlungenen Schleife oberhalb Tiki oder Ediki lediglich ein anderer Anschnitt derselben Schicht vorliegt, sondern daß Elefanten- und Wohltmann-Bank zwei ganz verschiedene Kalkhorizonte einer ganzen großen Schichtenfolge bilden, die allerdings nur bei dem niedrigsten Wasserstande des Flusses zu verfolgen ist, wie ich dieses in meinen fortlaufenden Profilaufnahmen festlegen konnte. Die einzelnen immer wieder durch Tonschieferzwischenlagen getrennten Kalkschichten sind doch so verschieden in ihrer Zusammensetzung (bei der Wohltmannbank besteht das Hangende und Liegende aus kalkigen Sandsteinen, während Tonschiefer zurücktritt, der bei der Elefantenbank mit dem Kalkstein wechsellagert), daß an das Vorliegen der gleichen Schichten kaum noch gedacht werden kann. Übrigens sind gerade da, wo dem

Streichen und Fallen nach die gleichen Kalkschichten am Ufer wieder hervortreten müßten, letztere so von Lehm und Gerölle überdeckt, daß sie nicht zum zweiten Male beobachtet werden können.

Störungen in der Lagerung der Mungoschichten konnte ich außer am Rande gegen den Granit nirgends mit Sicherheit feststellen, vielmehr ist das Str. unterhalb Mundame fast durchgängig 240 WNW.-OSO. mit 5—7° Einfallen nach SSW. mit geringen Abweichungen. In den hangendsten bei Ndo beobachteten Schichten ist es z. B. nahezu NW.-SO. mit 7° Einfallen nach SW. Allerdings ist das vom Liegenden ins Hangende (stromab) möglichst fortlaufend aufgenommene Profil doch an einzelnen Stellen (im Sandsteingebiet) so von jungvulkanischen Massen einerseits und tertiären Lehm- und Sandbildungen, sowie jugendlichen Schwemmlands- und eluvialen Lateritbildungen andererseits überdeckt, daß hierdurch wohl größere Brüche oder Verschiebungen der Beobachtung entzogen werden könnten. Außer Basalt, in erheblichen Geröllschüttungen, nehmen auch Basalttuffe vielfach an diesen Eindeckungen teil, die beispielsweise bei Balangi, aber auch etwas oberhalb Ndo in großen anstehenden Felsmassen zu beobachten sind. Es konnte aber durch die Profilaufnahmen festgestellt werden, daß die bisher als Aufschlüsse derselben Schichten angesehenen Bänke besonders der Elefanten- und Wohltmannbank verschiedenen Horizonten angehören. Daß auch die Aufschlüsse der Profile III—VII[1]) nicht denselben, sondern höheren Horizonten angehören, ist nach Zusammensetzung und Lage der Schichten wohl nicht zu bezweifeln. Leider konnte die Schichtenfolge nach dem Hangenden besonders der Übergang zu den tertiären Schichten nicht näher untersucht werden, da die hierfür erforderliche Zeit in keinem Verhältnis zu den zu erwartenden Ergebnissen stand, (Esch hatte bereits die stromab zunehmende Überdeckung der Schichten durch jugendliche Ablagerungen festgestellt) und da zudem sich die praktischen Schwierigkeiten mit der Verlängerung des Aufenthaltes dort

[1]) Vergl. hierzu Lageskizze III.

vermehrten. Im Hangenden von Profil V konnten aber mit Sicherheit noch Kalk- und Tonschieferablagerungen als Zwischenschaltungen der Sandsteine festgestellt werden, also bis Ndo ist die Schichtenfolge voraussichtlich eine fortlaufende. Diese hangendsten Kalkbänke konnten jedoch, wie nebenbei bemerkt werden mag, noch viel weniger für eine etwaige praktische Verwertung in Frage kommen als die genauer untersuchten des Liegenden, da sie vereinzelt und wenig mächtig, meist auch von sehr unreiner, sandiger Beschaffenheit sind. Auch deshalb mußte daher auf ihre weitere Untersuchung verzichtet werden. Bezüglich der praktischen Verwertbarkeit der liegenden Kalkbänke ist auf die Ausführungen meiner vorl. Veröffentl. zu verweisen (Nr. 7, S. 25 ff.).

Die Hauptschwierigkeiten für die Ausbeutung liegen, wie hier noch einmal zusammenfassend erwähnt sei, in der Lagerung in wenig mächtigen Bänken zwischen wertlosen Tonschiefern, in der schlechten Beschaffenheit vieler Bänke (teils hoher Ton- und Dolomit-, teils hoher Sandgehalt![1])), vor allem aber in der Mächtigkeit der auflagernden Abraummassen, so daß größere Kalkmengen nur durch unterirdischen Betrieb gewonnen werden könnten.

Um eine Vergleichung mit den früheren Forschungen zu ermöglichen, habe ich die Bezeichnungen Elefantenbank und Wohltmannbank beibehalten, obwohl ich mir nicht verhehle, daß es eben dabei sich nicht um je eine Bank oder gar zwei Stellen derselben Bank handelt, sondern, daß bei beiden eine ganze Folge von Kalkbänken in Frage kommt, so daß man zweckmäßig nur von Schichtenfolgen an der Elefantenbank oder an der Wohltmannbank wird sprechen können. Bei dieser Sachlage wird es natürlich auch seine Schwierig-

---

[1]) Analysen von Durchschnittsproben

| | $SiO_2$ | CaO | MgO |
|---|---|---|---|
| a) Kalksandstein aus Profil V . . . . . . . | 43,05 | 29,04 | 1,07 |
| (könnte nur als Düngekalk in Frage kommen!) | | | |
| b) Harte Kalkbänke aus Profil I—V . . . . | 19,28 | 42,07 | 1,34 |
| (vielleicht als Baukalk zu verwerten!) | | | |

Figur 3

**Lageskizze der Kalkstein- und Tonschiefer-aufschlüsse am Mungo von den Schnellen, oberhalb Mundame bis Ndo**

Maßstab 1 : 100000

keiten haben, zu verschiedenen Jahreszeiten und je nach der Verschiedenheit des Wasserstandes im Fluß (der z. B. bei Mundame um 10—12 m wechselt!) diese Bänke wieder aufzufinden und zu identifizieren. Hierzu kommt noch als weiterer, verwirrend wirkender Faktor, daß die Eingeborenen unter Elefantenbank gar nicht eine oder mehrere der Kalkbänke der liegenden Schichtenfolge, sondern eine am anderen (rechten) Stromufer gelegene, große Sandbank verstehen, weil die Elefanten sie als Standort bezw. den Strom dort als Badeplatz benutzen. Um aber für die Folge eine genauere Vergleichung der einzelnen Forschungen zu ermöglichen, gab ich in der Lage-Skizze III eine Zusammenstellung der einzelnen wichtigeren Fundpunkte (wobei von der Erwähnung einzelner kleiner anstehender Kalkschichten Abstand genommen wurde, besonders wenn es sich vermutlich um eine der an anderer Stelle schon einmal beobachteten Schichten handelte). Nicht identifizieren konnte ich die Fundstelle Esch's bei Etea, die namentlich Solger verschiedentlich erwähnt, da ich einen solchen Ort weder auf der dem Esch'schen Werke beigegebenen Karte (leider enthält diese Karte auch sonst manche der im Text angeführten Orts- und Flußnamen nicht, so z. B. S. 6. Dörfchen Dikuma) noch auf den mir sonst zugänglichen Karten auffinden, auch an Ort und Stelle nichts über seine Lage ermitteln konnte. Ebenso war es mir nicht möglich, den Tonschiefer bei Dikuma und den bei Mundame unter dem Wasserspiegel vorhandenen Kalk, trotz des niederen Wasserstandes, aufzufinden.

Da die Lage der Wohltmannbank, des Aufschlusses bei Tiki und desjenigen etwa 5 km unterhalb Balangi nicht näher von Esch, z. B. auch nicht nach der Flußseite, festgelegt sind, ist eine Vergleichung mit den meinerseits beobachteten Aufschlüssen nicht mit voller Bestimmtheit möglich. Der von mir als Profil III bezeichnete Aufschluß unterhalb Tiki ist, wie es scheint, Esch nicht bekannt gewesen. Fossilien konnten von mir aus praktischen Gründen nicht gesammelt werden, von dem

Profil II (Wohltmannbank) Profil III bei Tiki, und Profil VIII, das letztere wurde auch nicht schichtweise aufgenommen.

Die ersten vom Sandstein petrographisch unterscheidbaren Ablagerungen fand ich, von den Mungo-Schnellen abwärts fahrend, am linken Flußufer etwa 3 km unterhalb Mundame an der geraden, fast genau Nord-Süd gerichteten Flußstrecke. In der nunmehr mit Profil I Profil-Abschnitt 1—7 bezeichneten Schichtenfolge scheint die Kalkbank von Profil-Abschnitt 6 von den früheren Autoren (v. Koenen bezw. Aufsammlungen von Prof. Dr. Wohltmann und Dr. Wilsing und Solger bezw. Aufs. Dr. Esch's) als Elefantenbank bezeichnet worden zu sein, sie liegt auch etwa gegenüber der von den Eingeborenen Elefantenbank genannten Sandbank. Einzelne von früheren Autoren erwähnte kleinere, oder ober- und unterhalb der Elefantenbank angeschnittene Kalkvorkommen beziehen sich voraussichtlich auf die einzelnen Kalkbänke dieser Schichtenfolge. Etwa 2 km stromab, aber dem Schichtenverlauf nach von der vorigen Schichtenfolge (dem Profil-Abschnitt 7) nicht allzuweit durch Sandsteinablagerungen getrennt, folgt am linken Ufer, weit in den Fluß vorspringend und ihn verengend, die Schichtenreihe der Wohltmannbank der früheren Autoren, die ich mit Profil II bezeichnet habe. Unterhalb Ediki folgt dann am rechten Ufer Profil III, das sich nur in seinem unteren Teil am Fluß selbst, sonst in einer steilen Wand etwa 300 m seitwärts des Flusses im Hintergrunde in einer alten Cacaofarm befindet. Diesen Aufschluß werde ich kurz als Profil III bei Ediki bezeichnen (auf diesen, wie auch die weiter stromab gelegenen Aufschlüsse wurde ich durch einen Bericht des Gouv.-Beamten Herrn Schmidt aufmerksam gemacht, der seitens des Gouvernements mit der wirtschaftlichen Bewertung der Kalkablagerungen am Mungo einige Zeit vorher beauftragt worden war).

Bei Balangi fand ich dann auf beiden Ufern dicht über dem niedrigsten Wasserstande angeschnitten und durch 2 m reinen Sandstein getrennt, zwei je etwa 1 m mächtige Kalkschichten, und zwar war die liegende sehr sandig, die hangende

dichter, reiner Kalkstein, auf dem wieder weißer, kalkfreier Sandstein auflagerte. Fossilien konnten an diesem Aufschluß nicht gesammelt werden, ich habe ihn auch nicht mit Nummer bezeichnet, er wurde kurz Balangi-Aufschluß benannt. Dann folgt unterhalb Balangi, an einer fast Süd-Nord zurückfließenden Stromstrecke, am Beginn eines S-förmigen Bogens am rechten Ufer das Profil IV und unweit davon am linken Flußufer unter dem niedrigsten Wasserstande, mit Kalkschichten, in Wechsellagerung mit Tonschiefer beginnend, und allmählich bis zu einer etwa 15 m fast senkrecht zum Fluß abfallenden Wand ansteigend, das Profil V. An dieser Wand ist die Schicht V 3g, ein sehr kalkiger Sandstein, besonders gut aufgeschlossen und als leitend zu betrachten.

Dieser Aufschluß beginnt schon etwas unterhalb von Noahs Farm mit wechsellagernden Tonschiefern und Kalkschichten und zieht sich stromab bis zur erwähnten steilen Wand hin, man könnte ihn also kurz mit Aufschluß unterhalb Noahfarm bezeichnen. Möglicherweise ist die von Esch von etwa 5 km unterhalb Balangi erwähnte Schichtenfolge eine Abteilung dieses Profils. Das Liegende seiner dort angegebenen Schichtenfolge sollte demnach mit 35 m Mächtigkeit Kalkstein sein, der über den Wasserspiegel hervorragt, weiter stromauf aber überrollt oder von Alluvien verdeckt ist. Danach müßten diese 35 m etwa den liegendsten Schichten (Tonschiefer und Kalkstein) meines Profils V und vielleicht noch Profil IV entsprechen, die aber durch Sandstein von einander getrennt sind. Mächtigere zusammenhängende Kalkablagerungen konnte ich im Liegenden des Profils V, das stark überrollt ist, überhaupt nicht nachweisen. Da Esch (2, S. 6) nicht angibt, ob sich die von ihm bezeichnete Schichtenfolge am linken oder rechten Flußufer aufgeschlossen fand, so ist eine Identifizierung kaum mehr möglich. Möglicherweise handelt es sich auch bei der von Esch angeführten Schichtenfolge um das stromabwärts am rechten Flußufer beobachteten Profil VI oberhalb der Mündung des Tungu, wenigstens würde hierauf die Lagebezeichnung „etwa

5 km unterhalb Balangi“ hinweisen, obwohl auch diese keinen genügenden Anhalt bietet, denn die gesamte Entfernung von Bakundu ba Bombe bis Balangi dürfte kaum 7 + 5 = 13 km betragen. Ein Kalksteinprofil VII schließlich befindet sich an der Mündung des Bakumba am rechten Ufer der möglicherweise mit der (S. 7) von Esch erwähnten 4 m mächtigen Kalksteinschicht „7 km oberhalb Bakundu ba Bombe“ ident ist. Den unterhalb des Landungsplatzes von Ndo am linken Ufer aufgeschlossenen Kalk erwähnt keiner der früheren Autoren, ich habe ihn, wie bemerkt, auch nicht näher untersuchen können, er wäre in Fortsetzung obiger Bezeichnung Profil VIII zu nennen. Was nun die von Solger (**2**, S. 200 ff. und 239 und 240) hauptsächlich auf Grund seiner paläontologischen Untersuchungen über die Lagerungsverhältnisse gezogenen Schlüsse anlangt, so ist diesen gegenüber nochmals darauf hinzuweisen, daß es sich bei den Schichten an der sogenannten Elefantenbank nicht um dieselbe mehrfach an verschiedenen Stellen wieder angeschnittene Kalkbänke handeln kann, sondern um eine fortlaufende Schichtenfolge mit mehrfach wiederholtem Wechsel von Tonschiefer und Kalkschichten. Diese Tonschieferschichten gehen sogar meist sehr allmählich in die Kalkbank über, durch Bildung von Tonschieferhorizonten mit eingelagerten Kalklinsen, während nach oben die Kalkbänke meist von einer sandig-mergeligen, dünnen, fossilreichen Schicht bedeckt sind, auf die dann meist wieder reiner Tonschiefer folgt. In dieser durch sieben aneinander anschließende Profilabschnitte aufgenommene Schichtenfolge ist irgend eine Lagerungsänderung nicht vorhanden. Nicht völlig ausgeschlossen ist, wie bereits erwähnt, das Vorhandensein irgend welcher tektonischer Störungen in den namentlich zwischen Wohltmannbank und Profil III unterhalb Ediki, sowie zwischen diesen und den Profilen IV und V unterhalb Balangi gelegenen Sandsteinablagerungen, die abgetragen und überdeckt von tertiären, jungvulkanischen und recenten Lehm- und Lateritbildungen sind. Wie unwahrscheinlich aber auch hier etwa das Wiedererscheinen derselben Kalk- und Tonschieferschichten, wie an

der Elefanten- bezw. Wohltmannbank ist, ergibt neben einem Blick auf die Profilaufnahmen, aus dem die Unterschiede in der Zusammensetzung der Schichtenfolge erhellen, die Beobachtung, daß im Streichen und Einfallen der Schichten nirgends erhebliche Unterschiede festgestellt werden konnten. Außer Zweifel stellen nun die fortlaufenden Aufnahmen des Profils V, daß es sich auch hier um eine ununterbrochene Aufeinanderfolge von Schichten handelt. Somit bliebe nur die Möglichkeit, daß von Mundame abwärts eine Folge von Schichten angeschnitten ist (Elefantenbank Profil-Abschnitt 1—7), die ihre Fortsetzung ins Hangende in den Aufschlüssen der Wohltmannbank und des Profils III unterhalb Ediki bis zum Profil IV unterhalb Balangi findet, dann aber etwa durch einen zwischen Profil IV und V liegenden Staffelbruch die Schichten der Elefantenbank wieder in das Flußniveau gelangt wären. Aber auch dagegen spricht die Differenz in der Zusammensetzung der Schichten an beiden Punkten. Vor allem fehlt den liegenden Kalkschichten bei Profil V, der an der Elefantenbank sehr deutlich ausgeprägte, von sehr großen Ammoniten ganz erfüllte, wenig mächtige Kalkhorizont. Dagegen spielen in den höheren Stufen dieser Schichtenfolge sandig-kalkige Schichten eine viel wesentlichere Rolle, als etwa in der erwähnten stromauf aufgeschlossenen Schichtenfolge, die ja allerdings dort auch vom Profil III ab sich wiederfinden könnte. An einen Facieswechsel gleichaltriger Schichten auf kurze Entfernung zu denken, wie es Solger tut, indem er von Auskeilen der Kalkbänke im Tonschiefer spricht, ist deshalb kaum möglich, weil ich nie bei den bisweilen mehrere hundert m weit verfolgten Kalkbänken ein Auskeilen oder auch nur eine merkliche Mächtigkeitsänderung, oder schließlich auch nicht eine Änderung in der Gesteinsbeschaffenheit derselben Bänke und ihrer Zwischenlage, beobachten konnte. Wenn also eine Verwerfung oder ein Staffelbruch angenommen werden sollte, wie Solger es tut, so könnte er nur zwischen Ediki und Balangi liegen, während durch die fortlaufenden Aufnahmen bei Profil I (Elefantenbank) und Profil V unbestreitbar fest-

gestellt ist, daß tatsächlich ein fortwährender Wechsel von Tonschiefer-Kalkstein- und Sandsteinhorizonten vom Liegenden nach dem Hangenden stattfindet. Gegen einen solchen Bruch spricht aber auch die Beobachtung der nur im Profil V gelegenen Zwischenlagerung von Basalttuffen mit dikotylen Pflanzenresten. Man muß daher, wenn man noch die Gleichmäßigkeit der Lagerung und das Ergebnis der Untersuchung des neuerdings ganz systematisch aufgesammelten paläontologischen Materials berücksichtigt, zu dem Schluß kommen, daß von Mundame bis unterhalb Ndo vom Mungo eine durch das gegebene fortlaufende Profil bezeichnete Schichtenfolge aufgeschlossen ist, die durch einen fortwährenden Wechsel von Sandstein-, Tonschiefer- und Kalksteinablagerungen charakterisiert ist. Unter Berücksichtigung des vorherrschenden Einfallens von 5° würde sich die Mächtigkeit der ganzen beobachteten Schichtenfolge von den Schnellen bis Ndo (wo vielleicht die Kreideschichten ihr Ende noch nicht erreicht haben) zu etwa 1400 m ergeben, da die genannte Entfernung im Einfallen etwa 16 km (nach der Karte Esch's gemessen) betragen würde, also wesentlich mächtiger sein als Esch (2, S. 5) glaubte annehmen zu sollen. Über die Entstehung fortwährenden Facieswechsels in den Mungoschichten gibt Solger (2, S. 239) der Vermutung Ausdruck, daß es sich um eine Meeresbucht gehandelt habe, die vielleicht schon durch Strandbarren und Wälle vom offenen Meere teilweise abgesperrt und nur zeitweilig wieder mit ihm in Zusammenhang gesetzt wurde. Wenn man annimmt, daß sich dann voraussichtlich je nach der Zufuhr der Sinkstoffe durch die einmündenden Flüsse Tonschiefer oder Sandsteine bildeten, und in, vielleicht durch klimatische Perioden bezeichneten Zeiten, bei Überflutungen und Verbindung mit der Hochsee kalkhaltige Wasser zugeführt wurden, so ergibt sich eine ganz wahrscheinliche Erklärung des häufigen Facieswechsels. Vielleicht ist aber auch lediglich eine Richtungsänderung der Meeresströmung und eine damit in Zusammenhang stehende Verschiedenheit der sich bildenden Sedimente anzunehmen. Daß auch möglicherweise die

in Verbindung mit den vulkanischen Basaltausbrüchen der Kreidezeit erfolgten Niveauänderungen, eine Rolle bei diesem Facieswechsel gespielt haben mögen dürfte aber ebenfalls nicht ausgeschlossen erscheinen. In der untersuchten, im erwähnten Profil gegebenen Schichtenfolge ist nämlich das Auftreten basaltischer Tuffe, die in einzelnen Schichten Pflanzenreste, und zwar Abdrücke von dicotylen Blättern führen, hervorzuheben. Das Profil dieser Schichten ist in Skizze Nr. 4 wiedergegeben. Im Hangenden der bei Profil V unterhalb von Balangi aufgeschlossenen kalkigen Sandsteinbank V 3. g) fand sich in konkordanter Lagerung auf einer Reihe von Tonschiefer-

Figur 4

**Profil am Mungo (linkes Ufer) unterhalb Balangi.**
**Profil V 4 mit pflanzenführenden Tuffschichten**

V 4 g. (s. Teil XII) Kalkstein
h. Tonschiefer
i. Heller, mürber Ton. Tuff- und Aschenschicht (sandig) mit dicotylen Pflanzenresten
k. Basaltaschenschicht
l. Tuff mit viel Geröllen vulkanischen Materiales, nach oben in Sandstein übergehend
m—p. Sandstein- und Tuffschichten

und Kalksteinschichten eine Tonschieferschicht (h), die allmählich nach oben sandiger werdend, ganz scharf gegen eine Schicht sehr weichen, weißen Tuffsandsteins (i) absetzte (siehe Gesteinsbeschreibung Nr. 25), hierauf folgte eine feinkörnige Aschenschicht (k) und darüber eine mit Geröllen meist vulkanischen Materiales (aus Basalt und Basaltlaven-Tuff, daneben aber auch aus Kalksteinbrocken bestehend,) erfüllte Tuff- und Aschen-

schicht (l), die allmählich in grobkörnigen, nach oben feiner werdenden, mit Aschen und Eruptivmaterial durchsetzten Sandstein überging. Darauf lag, im Hangenden, von vulkanischen Resten freier Sandstein, dem in größerer Entfernung abermals Tuffsandsteine von ganz ähnlicher Zusammensetzung zwischengelagert waren. Die genannten Tuffschichten enthalten nun die im besonderen Abschnitt (Teil XI) von Dr. Menzel näher behandelten Pflanzenreste. Nach den geschilderten stratigraphischen Verhältnissen kann kein Zweifel obwalten, daß es sich um Tuffschichten handelt, welche den von Dr. Harbort nach meinen Fossilaufsammlungen als Emscher bestimmten Schichten mit marinen Fossilien zwischengelagert sind. Dem widerspricht nicht der paläontologische Befund, soweit sich nach dem heutigen Stande der Kenntnisse der tropischen recenten Flora überhaupt Schlüsse ziehen lassen. Die konkordante Lagerung, das allmähliche Übergehen in die hangenden Sandsteine, die Aschen-Tuff-Geröllschicht, lassen vermuten, daß es sich um Strandbildungen mit eingeschwemmten Pflanzenresten handelt. Dies würde auf den Beginn der Basalteruptionen und den Aufbau der jungvulkanischen Bergmassive (Kamerun) mindestens bereits am Ende des Senon hinweisen. Es bestätigt dies also die Ansicht Stromers von Reichenbach (1, S. 165), daß der Kamerun sein gewaltiges Massiv in langer Zeitdauer aufgebaut haben dürfte. Da bisher Beimischungen vulkanischen Materiales in den Sedimentärschichten am Mungo (Sandsteinen) nur im Hangenden der erwähnten Tuffsandsteinschichten (n) beobachtet wurde (ich fand Sandsteine mit Schlacken, Tuff und Basaltresten noch mehrfach stromab von Profil V). So wird man vermuten können, daß diese Tuffe von den frühesten Basalteruptionen herrühren. Eine Reihe von sehr wahrscheinlich recenten Pflanzenresten, die sich ebenfalls in Basalttuffen anderen Orts in Kamerun vorfanden, und von verschiedenen Fundpunkten zum Teil vor Jahren, und zwar durch Dusen, Monke, Zimmerer am Westabhang des Kamerun, durch Diehl am Wakome, Ossi-

dingebezirk, am oberen Croß, gesammelt wurden, werden demnächst von Dr. Menzel einer genaueren Bearbeitung unterzogen werden. Die auch vielfach die Hänge der Mungoschichten eindeckenden und in großen Blöcken und Aufschlüssen am Mungoufer anstehenden, offenbar jüngeren Basalttuffe (in denen ich daselbst keine Pflanzenreste fand) sind unter Nr. 23, 24 der Gesteinsbeschreibung erwähnt. Eine Probe der weißen weichen tonigen Tuffe, die zahlreiche Abdrücke von Pflanzen enthielt, aus dem Profil V (Schicht 4i) gab folgende Analysenresultate[1]:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . . . . . | 62,97 v. H. |
| $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ . . . . . | 24,66 „ |
| $CaO$ . . . . . . . . . | 0,08 „ |
| $MgO$ . . . . . . . . . | 0,25 „ |
| Glühverlust . . . . . . | 1,19 „ |

Nicht bestimmt wurden die Alkalien. Dieses Material würde vielleicht bei geeignetem Zusatz von Kalk ein gutes Rohmaterial für Zement liefern, wie überhaupt die Verbreitung der Basalttuffe im Kamerungebiet ihre Verwendung zur Zementdarstellung nahelegt. In Rücksicht hierauf wäre eine weitere genauere chemische Untersuchung der verschiedenen Tuffvorkommen jedenfalls von wirtschaftlichem Interesse, da voraussichtlich der Bedarf der Kolonie an Zement mit fortschreitender Kultivierung und vermehrtem Wege- und Brückenbau sich dauernd steigern wird.

Über die heutige Ausdehnung der Kreideschichten, die wir am Mungo aufgeschlossen finden, läßt sich mit einiger Sicherheit nur vermuten, daß sie voraussichtlich sich nach Norden bis mindestens in die Gegend von Rio del Rey, wahrscheinlich auch noch weit in das Gebiet der englischen Kolonie Nigeria fortsetzen, so daß die von Dusén am Jongalowe und Lokële gefundenen Tonschiefer mit ihnen ident sein dürften. Als Bindeglied wird etwa, wie Dusén schon vermutete, der auf Schran's

[1]) Analyse ausgeführt von Dr. L. Brandt, Dortmund.

Karte über den Mungofluß (v. Danckelmann, Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, 4. Band, 1. Heft, Das Kamerunbecken und seine Zuflüsse, Blatt Nr. 1. Der Mongo) erwähnte „Tonschiefer, sowie etwas oberhalb gelber Sandstein (vergl. auch 2, S. 10) ungefähr östlich vom Cottasee", zu betrachten sein. Daß der Kamerunberg sich wahrscheinlich auf diesen Schichten aufbaute und sein Basalt sie heute bedeckt, wie wir es auf weiten Strecken auch sonst an den weniger mächtigen Basaltabalagerungen des Diungo und Barombi-Kraters beobachten konnten, ist sehr wahrscheinlich (vergl. auch hierzu meine Ausführungen über das wahrscheinliche Entstehen der sogenannten Ölquelle im vulkanischen Gebiet des Kamerunberges bei der Kriegsschiffshafenbucht). Bei der späteren Behandlung der sedimentären Ablagerungen im Croßbeckens werde ich noch weiter auf den voraussichtlichen Zusammenhang dieser mit den Sedimentärschichten am Rande des Golfes von Guinea einzugehen haben.

Möglicherweise hängen die im Norden und Süden der ehemals tiefer als heute eingreifenden Meeresbucht von Biafra, hinsichtlich der Zusammensetzung der Schichten abweichenden Ablagerungsverhältnisse innig zusammen mit den, jedenfalls während und hauptsächlich nach der Ablagerung der Kreideschichten sehr lebhaften mannigfaltigen tektonischen Veränderungen, von denen das ganze Gebiet wiederholt betroffen worden sein mag. Da diese wohl als Folge der eruptiven Tätigkeit in jenen Zeiten anzusprechen sind, oder wenigstens in engem Zusammenhang mit ersteren gestanden haben dürften, so werden sie sich voraussichtlich auch auf ihre ganze Zeitdauer erstreckt haben. Jedenfalls ist anzunehmen, daß die letzte dieser Veränderungen, die übrigens noch bis in die Jetztzeit nachzittert, eine allgemeine Hebung des Kontinentes ist, die sich übrigens nicht nur auf das heute von sedimentären Schichten bedeckte Gebiet, sondern bis weit in das altkrystalline Gebiet hinein erstreckte, wie ja auch die jungvulkanischen Eruptionen sich bis weit landeinwärts finden, ja gerade die jüngsten Ausbrüche, wie ich später

zu zeigen haben werde, dort zu beobachten sind. Für diese Ansicht beweisend ist auch das heute in Höhen bis zu 100 m über dem heutigen Meeresspiegel liegende Vorkommen der sedimentären Croßschichten, wie ich vorgreifend hier bemerken möchte. Dieser allgemeinen Hebung (der Zusammenhang der Mungoschichten scheint lediglich an der heutigen Grenze gegen den Granit gestört) scheint ein Absinken vielleicht erst im Beginn des Senon und zugleich mit den ersten Eruptionen vorausgegangen zu sein. Ob aber hierbei, wie Stromer von Reichenbach, Esch und Hintze annahmen, ein einziger großer bogenförmiger Steilabbruch an einem heute noch zu verfolgenden Bruchrande stattfand, muß doch zweifelhaft erscheinen. Die heutige Gestaltung, die, wie ich ausführte, auch keineswegs eine scharfe topographische Scheidung von sedimentärem Vorland und krystallinem Hochlande zuläßt, ist demnach vielleicht zum Teil ein Produkt der allmählichen Hebung oder der in ihrem Gefolge naturgemäß auftretenden tektonischen Veränderungen der vorhandenen Schichten. Diesen Vorgängen wären dann auch die Bildungen der heutigen Schnellen und Fälle der Flüsse zuzuschreiben, die sich ja auch, wie bereits erwähnt, durchaus nicht nur an dem sogenannten Steilrande Esch's, sondern auch vielfach noch oberhalb der Grenze von Sedimentärgebiet und altkrystallinen Gebiete vorfinden.

Man wird demnach zwar wohl an einer Einteilung in sedimentäres Randgebiet und krystallines Innere des Festlandes festhalten können, ohne aber eine ganz scharfe örtliche Trennung beider etwa nach der Topographie vornehmen zu können, was schon durch die auflagernden, beide Gebiete zum größten Teil eindeckenden jungvulkanischen Massen gehindert wird.

---

III. Teil.

# Das altkrystalline Gebiet.

## Reiseroute Edea-Jabassi.

---

Mit Beendigung der Reise Duala-Edea begann ein etwa zwei Monate währender Aufenthalt im sogenannten altkrystallinen Gebiet Esch's (2, 23). Eine unfreiwillig verlängerte Wartezeit in Edea selbst benutzte ich zunächst zu einer Durchforschung der nächsten Umgebung der Station, namentlich auch in Rücksicht auf das vermeintliche Vorkommen von Gold im und am Flußlaufe des Sanaga, das bereits Knochenhauer früher (Mitt. a. d. d. Schutzgeb., Bd. 8, Heft 1, S. 103—105) beschäftigt hatte. Trotzdem durch diese Untersuchungen schon die Unwahrscheinlichkeit des Goldvorkommens festgestellt worden, erhielten sich doch unter den dort lebenden Kaufleuten die Gerüchte von solchen Goldvorkommen im Flußlaufe mit Hartnäckigkeit. Offenbar brachten auch hier, wie so häufig, die goldglänzenden kleinen Glimmerblättchen, die den Sand sehr zahlreich erfüllen, und von Esch (2, 26) aus dem, auch von mir wieder aufgesuchten, großen Quarzfelsen oberhalb der Nordfälle erwähnt wurden, die Täuschung hervor. Nach dem Ergebnis meiner erneuten Untersuchungen ist jedenfalls, wie ich bereits früher eingehend erörterte, (vorl. Mitt. S. 31) nicht der geringste Anhalt für das Vorkommen von Gold im Sanagagebiet überhaupt bisher vorhanden. Ebenso erwiesen sich angebliche „Kupferfunde" aus der Gegend von Edea, nach den mir dort vorgewiesenen Proben, lediglich als kleine

krystallisierte Eisenglanzschüppchen und -ausscheidungen innerhalb lateritischer Eisenerzbildungen. Offenbar handelte es sich um Eisensteinsbildungen, wie sie bereits von Knochenhauer und Esch beschrieben wurden. Eine weitere Untersuchung wurde dann dem Sa-See und den dort und am Sanaga bei Dibongo auftretenden Gesteinsbildungen, wohl tertiären Alters, dem Sa-Sandstein und den Dibongokonglomeraten, sowie den sie begleitenden Brecciengesteinen gewidmet, deren Ergebnis ich bereits in Teil II erörterte.

Auch die nächste Umgebung Edeas selbst, besonders das Gebiet der Fälle und Schnellen des Sanaga oberhalb von Edea wurde näher erforscht. Die für den geologischen Aufbau des Gebietes aus meinen Beobachtungen gezogenen Schlüsse bestätigen im allgemeinen die Ausführungen Esch's über seine Tektonik. Esch nimmt einen Abbruch des gesamten von ihm als „sedimentäres Vorland" bezeichneten Gebietes an und betont des öfteren, wie deutlich der Abbruchrand, dessen Verlauf er im einzelnen genau angibt, an verschiedenen Stellen zu beobachten sei. Als besonders deutlich und beweisend betrachtet er die Stellen, an denen die Flüsse über den „Rand" herabstürzen, die Wasserfälle. Mit Esch übereinstimmend habe ich feststellen können, daß an den heutigen Fällen sehr deutliche Wirkungen tektonischer Veränderungen im Gneis und Amphibolith vorhanden sind, ebenso daß, wie Esch ausführte, das von Knochenhauer (a. a. O.) gegebene Profil für die Gegend unterhalb der Fälle bis Dibongo irrig ist. Der Gneis fällt nämlich im allgemeinen unterhalb der Fälle ganz allmählich nach dem Meere (W) hinein, wie auch Abbildung 2 zeigt, und wird schon 3 km unterhalb der Fälle von den Dibongokonglomeraten, dem Sa-Sandstein und den jüngeren Schwemmlandsschichten überdeckt, zeigt aber auch sonst, wenigstens soweit er am Flußlauf zu beobachten ist, keinerlei Störungen. Aber darin kann ich Esch nicht bedingungslos beipflichten, wenn er die Störungszone eben nur an den „Abbruchsrand" verlegt. Gegen einen solchen scharfen Abbruchrand spricht, daß auf dem linken Sanaga-

ufer bei Edea schon sein Verlauf durchaus nicht mehr deutlich zu verfolgen ist und nicht mehr mit dem Steilabsturz der Flußwasser zusammenfällt, denn hier finden sich unterhalb der Fälle noch Hügel und Bergzüge altkrystalliner Gesteine, die fast an Höhe den oberhalb der Schnellen befindlichen Gebieten gleichkommen (u. a. Berg der Baseler Missionsstation, viele Höhen am Wege nach Jaunde), die auch meist deutliche Faltungs- und Aufrichtungserscheinungen erkennen lassen. Hier müßte demnach der Abbruchrand, mindestens von den Fällen ab, etwa längs des Sanaga-Flußbettes nach Westen verlaufen, um erst wesentlich unterhalb nach Süden umzubiegen, denn man wird nicht gut an beim Abbruch stehengebliebene Horste dabei denken können. Viel wichtiger erscheint mir aber der Umstand, daß nicht, wie Esch annimmt, oberhalb der Schnellen Gneis, Glimmerschiefer und Amphibolith ganz gleichmäßige und ungestörte Lagerung zeigen, sondern im Gegenteil beweisen meine folgenden Aufnahmen am linken oberen Sanagalauf, daß jene Gebiete, mindestens etwa bis in die Gegend der Missionsstation Sakkebajeme, das Bild eines außerordentlich gestörten, gefalteten, z. T. ganz ineinandergeschobenen, wild zerrissenen Gebirgslandes aufweisen. Vielfach fand ich z. B. auch Spalten und Sprünge, die auf jüngere Verwerfungen und Brüche hindeuten. Wenn Esch sagt: „Die Schieferung und Flaserung der Gesteine möchte ich vielmehr Kräften einer weiter zurückliegenden Periode zuweisen“, so möchte ich demgegenüber auf die Ausbildung der so außerordentlich mannigfaltigen Verschiedenheiten in der Lagerung der Gesteine im altkrystallinen Gebiete, wenigstens am linken Sanagaufer hinweisen. Diese kann nicht allein der in frühester Zeit stattgehabten Druckwirkung zugeschrieben werden, die das Gestein überhaupt zum Gneis werden ließ. Sollte nicht auch für jene Gebiete eine spätere allgemeine Hebung anzunehmen sein, die naturgemäß zu neuen Spannungslösungen durch Faltungen und Brüche führen mußte? Für das Küstengebiet ist die Hebung ja ohne weiteres durch die Erhebung der jetzt bis zu beträchtlichen Höhen (Dibongo) über den Meeresspiegel aufragenden

Sedimente ohnediess bewiesen. Man wird also wohl vielmehr mit einer Gesamthebung des Festlandes rechnen müssen, die jedenfalls weit später eintrat, als die tektonischen Vorgänge deren Wirkungen im allgemeinen den heutigen Charakter der Gesteine bedingten, und bei der vielleicht randliche Teile, zum Teil ganz ungestört, oder wenig emporgeschleppt, fast in ihrer früheren Lage verblieben, wogegen Esch ein Absinken gerade dieser randlichen Teile annahm. Im übrigen verweise ich hier auf die in einem besonderen Kapitel über die Tektonik des Schutzgebietes zusammengefaßten Ausführungen.

Die Gesteine der Edea-Fälle und ihrer nächsten Umgebung sind sowohl von Esch (2, 24—27) schon des Näheren erörtert und durch eine Zahl mikroskopisch-petrographischer Beschreibungen belegt worden, wie auch andererseits Hintze, in seiner vornehmlich nach petrographischen Gesichtspunkten ausgeführten Arbeit eine große Zahl von Gesteinsbeschreibungen gegeben hat (3), auf die hier im allgemeinen verwiesen werden kann. Aus der großen Reihe der Gneisvarietäten, die schon an den Fällen in scheinbarer Regellosigkeit mit einander wechseln, sind nur zwei ganz besonders charakteristische Typen zur erneuten mikroskopischen Untersuchung gelangt. Ihr Befund ist unter Nr. 3 und 4 des petrographischen Teiles näher erörtert. Nr. 3 ist das Gestein breiter den Gneis scheinbar gangartig durchsetzender Adern, wie sie besonders auffällig an der südlichen Seite der tief einschneidenden von Esch erwähnten Wasserrinne der Nordfälle auftreten (s. Abb. 3). Es stellen diese in sehr verschiedenen Richtungen durch das Gestein setzenden Adern wohl nur dynamometamorphe Veränderungen des Gneises dar. Das Gestein Nr. 4 tritt häufig in eigenartigen kuppenförmigen Einlagerungen im Biotit-Gneis auf, weshalb ich seine Entstehung aus eruptiven Einlagerungen der Gneise annehmen möchte. In Riesenblöcken fand sich dieses Gestein, z. B. auch im Stationshügelgelände von Edea.

Die beigefügten Landschaftsbilder von den Nord- und Südfällen des Sanaga oberhalb der Station Edea (Nr. 3

und 4), sowie von einigen der hier massenhaft zu beobachtenden gewaltigen Gesteinsauswaschformen (Strudellöchern) oberhalb der Nordfälle (5) und eines Teiles der Stromschnellen oberhalb der großen Fälle (6) sollen die schon von Esch gegebenen Schilderungen des Gebietes näher veranschaulichen.

Von den Gesteinen, die in buntem Wechsel auftreten und fast alle erdenklichen Glieder[1]) der Gneis-Glimmerschiefer-Gruppe umfassen, seien nachstehende Typen, als immerwiederkehrend und mit einander wechselnd, erwähnt: Echte Biotit-Lagengneise, Augen- und Flasergneise, diese, meist amphibolfreie Feldspat-Quarz-Zwischenlagen mit gänzlich zurücktretendem Biotit und Amphibolit, und häufig pegmatitisch grobe Struktur aufweisend. Aplitische Gänge, die sich schon äußerlich durch ihre schwerere Verwitterbarkeit und mechanische Zerstörbarkeit durch das Wasser namentlich in den Flußläufen aus dem umgebenden Gestein deutlich herausheben. Quarzadern mit goldiggelben Glimmerblättchen, (vergl. 2, 26) typisch im großen Riff oberhalb der Nordfälle, aber auch solche mit reichlichen Pyrit-Ausscheidungen, namentlich in Geröllen unterhalb der Südfälle. Lagenweise Anreicherung von Biotit bis zum Übergang in Glimmerschiefer. Amphibolreiche Gneise. Amphibolithe sehr verschiedener Varietäten. Unter letzteren besonders auffallend durch häufig deutlich krystallin körnige Struktur, die in Nr. 4 beschriebene, bereits erwähnte Varietät. Dieses Gestein wurde dann noch häufig an der Route Edea-Jabassi in der Nähe des unteren Sanaga angetroffen und erscheint in großen linsen- oder inselförmigen Einlagerungen im Biotitgneis, läßt meist die Gneisstruktur überhaupt nicht erkennen, hat ein mehr körniges Gefüge und zeichnet sich schon äußerlich durch seine, vom sonstigen Gneistypus verschiedenen Verwitterungsformen im Gelände aus, da es meist in wollsackähnlichen Riesenblöcken den typischen Eindruck der Granitverwitterung hervorruft.

---

[1]) Bezüglich einer weiteren Trennung oder Einteilung der einzelnen Glieder der Gneißformation, etwa nach der Art ihrer vermutlichen Entstehung, in Ortho- und Paragneise, verweise ich auf den petrographischen Teil (IX) dieser Arbeit.

Das gesamte von mir am rechten Sanagaufer bereiste Gebiet mit seinen zahlreichen verschiedenen Landschaften und Volksstämmen, welche die Karte nachweist, bot bis Jabassi in der Zusammensetzung der Gesteine trotz der erwähnten Mannigfaltigkeit der Gesteinsvarietäten ein durchaus einheitliches geologisches Bild. Außer den erwähnten Gliedern der Gneis-Glimmerschiefer-Formation wurden andere Gesteine nicht angetroffen. Häufig waren Einlagerungen von Granit, die aber mit an Stauchungen, Pressungen und Faltungen teilgenommen haben, im allgemeinen also als Gneis-Granite oder Granit-Gneise oder Lagergranite zu bezeichnen und, weder nach den mikroskopischen Bildern der Dünnschliffe noch nach den Lagerungsformen, deutlich von den Gneisen abzutrennen sind. Sie gehen vielmehr ganz allmählich in letztere über und scheinen von den heute noch im Schichtenverlauf erkennbaren tektonischen Störungen, Faltungen und Brüchen mitbetroffen zu sein und man wird ihnen demnach ein hohes Alter zuschreiben und sie als integrierende Bestandteile der archäischen Gneise auffassen müssen.

Eine Tabelle der an allen Punkten des bereisten Gebietes, wo es mir tunlich erschien, aufgenommenen Schichtenmessungen, die am Schlusse dieses Teiles folgt, läßt erkennen, daß im allgemeinen Gneis und Glimmerschiefer NNO.-SSW. streichen, mit vielfachen, aber nicht eben wesentlichen Abweichungen, wenn man von einzelnen, schon vorher als jüngere Störungsgebiete erkannten Zonen absieht, in denen dann auch meist von Messungen Abstand genommen wurde. Vielleicht könnte man aus den Messungen noch auf eine andere im Gegensatz zur obigen Richtung fast genau N.-S. verlaufende, vielfach herrschende Streichrichtung, besonders in den Glimmerschiefergebieten, schließen, die ja übrigens auch schon durch die physikalisch-geographischen Verhältnisse (Verlauf der Bergketten und der Flußläufe) angedeutet zu sein scheinen. Der Wechsel des Einfallens weist im allgemeinen auf eine bald steilere, bald flachere wellenartige Auffaltung hin. Naturgemäß kommen auch Kreuzungen und

Störungen dieses Wellensystems einerseits, und Brüche und Verwerfungen andererseits, recht vielfach vor, und mehrfach konnte ich schraubenzieherartig gewundene Schichten und durcheinandergedrückte Faltungserscheinungen, sehr häufig auch bis ins Kleinste gehende Fältelungserscheinungen beobachten. Die angedeutete scheinbare Gesetzmäßigkeit wird aber zum mindesten vielfach verwischt durch die Auslösung anders gerichteter, wie anzunehmen, jüngerer tektonischer Kraftwirkungen. Einen Zusammenhang mit den großen Bruchlinien, wie sie besonders von Passarge (Adamaua, Berlin 1895) angenommen worden sind, habe ich in jenen Gebieten nicht auffinden können.

Das Verzeichnis der im Gebiet ausgeführten barometrischen Höhenmessungen (vgl. tabellarische Zusammenstellung, Teil XIV.) läßt erkennen, daß die Gebirgsbildung etwa sich im allgemeinen zwischen Höhen von 400—800 m bewegt. Ebene oder flache Gebiete sind fast gar nicht vorhanden und in sehr geringerer Ausdehnung auf wenige alluviale Ebenen beschränkt. Meist erhält das Gebirge durch die Erosion und die dichte Urwaldbedeckung, durch die Unwegsamkeit und ungünstige Wegeführung einen weit schrofferen Charakter, als es in Wirklichkeit seinen Höhenunterschieden nach besitzt. Zu erwähnen wären noch die als Neubildungen vielfach und im ganzen Gebiete verbreiteten älteren alluvialen Sand-, Lehm- und Konglomeratbildungen, die bereits durch Lateritisierung umgebildet worden sind, auf die jedcoh hier nicht weiter eingegangen werden soll, da diesen, auch sonst im Schutzgebiet verbreiteten und wichtigen Gesteinen ein besonderes Kapital gewidmet werden soll.

Es würde nach diesen Ausführungen zu wenig Interesse bieten und zu eintönig wirken, hier im einzelnen der eingeschlagenen Route zu folgen, so daß ich mich auf die Besprechung einiger mir wichtiger erscheinender Wegeabschnitte und Beobachtungen beschränken kann.

Die Gebiete am Sanaga, die ich zunächst stromauf von Edea berührte, bestanden aus typischen Gneisen und Amphibolithen in mehrfachem Wechsel, wobei häufig der bereits er-

wähnte wenig gneisartige, meist massig auftretende und feinkörnig aussehende, sehr harte Amphibolith (Nr. 4 der Gest.-Beschreibung) eingelagert auftrat. Alle diese Gesteine sind äußerst reich an Titan- und Magneteisenerz-Körnern, die dementsprechend auch in der Hauptsache, die, fast in allen Flußläufen reichlich zu beobachtenden, schweren, schwarzen Sande zusammensetzen, die außerdem auch reichlich Zirkon, stellenweise Granat und Titanit enthalten. Daß diese typischen, schweren, schwarzen Flußsande zum Teil den Magnetit und das Titaneisen auch vielfach der Aufbereitung lateritischen Materials verdanken, das aus den genannten Gesteinen entstand, bei deren Zerfall diese Mineralien sich nicht veränderten, wird noch an anderer Stelle zu erörtern sein. Diese Erzsande finden sich in recht ansehnlichen Mengen unterhalb der Fälle und Schnellen (besonders reichlich an den Sanaga-Fällen bei Edea) häufig vollständig aufbereitet und nur aus metallischen schweren Teilen bestehend, in Vertiefungen des anstehenden Gesteins. In ihnen würde meines Erachtens etwa vorhandenes Alluvialgold zu suchen sein. Meine vielfachen und eingehenden Untersuchungen dieser Sande hatten jedoch, wie erwähnt, diesbezüglich keinen Erfolg. Sehr deutlich geflaserte Biotitgneise wurden unter anderem typisch in der Nähe des Flüßchens Maloo beim Dorfe des Bito angetroffen. In einer breiten Zone folgt alsdann, die bereisten Gebiete der Landschaften Lungassi und Ndokombog bedeckend, ein Glimmerschiefergebiet. Meist ist das herrschende Gestein typischer Biotitglimmerschiefer, dessen Biotit oberflächlich durch Bleichung und Verwitterung dem Muscovit ähnlich wird. Auch ursprünglich schon aus Biotit und Muscovitgemengen bestehende Glimmerschiefer kommen bisweilen vor. In diesen Fällen scheint der Muscovit sekundär aus Granaten und Feldspaten hervorgegangen zu sein, die noch häufig den Kern solcher Muscovitanhäufungen und Knoten bilden. Ein größeres Störungsgebiet, mit deutlicher Spaltenbildung beobachtete ich beim Dorfe des Hiodot, diese Störungen stehen scheinbar in Verbindung mit der Auffaltung zweier nahegelegener etwa 200 m hoher

Berge, Makuba und Ekokon genannt. Ein besonders hornblendereiches Gestein mit reichlicher Granatführung, und metallische Einsprenglinge (Magneteisen) enthaltend, findet sich in der Landschaft Ndokombog am Flüßchen Nja (s. Gest.-Beschreibung Nr. 5).

Vielfach ist namentlich der dunkle biotitreiche Glimmerschiefer grobflaserig durch eingelagerte Quarznester, und es treten auch bis zur Stärke von mehreren Zentimetern anschwellende Feldspatzwischenlagen und augenförmige Linsen auf. Charakteristisch sind dann für jene Gebiete noch Quarzzwischenlagerungen, die durch Druckwirkung und durch sehr feinschuppige zwischengeschaltete Muscovitblättchen vollständig schiefrig geworden sind und mikroskopisch den Eindruck von feinkörnigen Quarzitschiefern machen. Ein typisches solches Gestein ist unter Nr. 6, Teil IX, beschrieben. Häufig tritt auch in diesen Gesteinen Chlorit, frischer und grünlich gebleichter Biotit an Stelle des Muscovites, und Granat tritt hinzu, so daß sie gelb, bläulich, grau und grünlich variieren. Solche Quarzschiefer mit frischen Biotit-Blättchen und Schuppen finden sich unter anderem am Muke in der Landschaft Ndogomakumag. Bei ihrem geringen Gehalt an verwitterbaren und zersetzbaren Bestandteilen bilden sie einen stellenweise häufigen Bestandteil der Laterit-Konglomerate und der Strandwälle, besonders auch bei Dibongo am unteren Sanagalauf. Sie sind deutlich unterscheidbar von anderen ebenfalls häufig angetroffenen quarzitischen Einlagerungen, die an anderen Stellen auftreten und nur aus einzelnen, meist glasklaren Quarzkörnern und Splittern bestehen, mit ganz unregelmäßigen, meist scharfen Kanten und Spitzen. Allem Anscheine nach handelt es sich ursprünglich bei letzteren jedoch nicht um bereits umgelagerte und wieder verfestigte Körner, denn es fehlt an frischen Stücken jegliches Bindemittel, sondern lediglich um, durch Druckwirkungen völlig zersprengte und in einzelne Körner zerbrochene, größere, aderartige Quarzausfüllungen. Diese bilden, in abgerolltem Zustande, ebenfalls einen häufigen Bestandteil der erwähnten Konglomerate und lieferten u. a. wohl auch die glashellen abgerollten äußerlich korro-

dierten Quarze der Dibongokonglomerate, die ich bereits im Teil II erwähnte, und die zur Verwechselung mit Diamanten Veranlassung gegeben haben. Die Frage, ob es sich dabei etwa um spätere Spaltenausfüllungen in den Schichten krystalliner Gesteine durch Neuabsatz von Quarz aus wässerigen Lösungen handelt, muß vorläufig noch offen bleiben. Ich fand sie meist nur als große Geröllblöcke und in gangförmigen Einlagerungen, die den Glimmerschiefer quer zur Schieferung durchsetzten, im Gegensatz zu den schiefrigen oben erwähnten Quarziten, die parallel der Schieferung eingeschaltete Lagen bildeten. Unverkennbar ist eine gewisse Ähnlichkeit dieser Quarzbreccien mit gewissen Süßwasserquarzen. In der Landschaft Ndogombok treten die oben erwähnten Zwischenlagen von Quarz und Feldspat im Glimmerschiefer zurück und es macht sich dafür eine allgemeine Granatführung geltend, wie sie besonders reichlich beim Dorfe des Ntala und (in Krystallen bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser) unweit des Dorfes des Een beobachtet wurden. Hier findet sich dann zudem wieder eine deutliche lokale tektonische Störung, die sich u. a. durch eine deutliche Quellenspalte bemerkbar macht. Ganz allgemein finden sich in jenen Granat- Glimmerschiefergebieten die Granaten im Flußgerölle herausgewaschen und auf weite Strecken ist der Verwitterungsboden des Urwaldes und der Farmen mit abgerundeten zersetzten Granaten übersät, die äußerlich kaum zu unterscheiden sind, von den an anderer Stelle noch eingehender zu erörternden kugeligen Eisenkonkretionen, den letzten Produkten lateritischer Verwitterung. Beim Durchschlagen der meist in Brauneisen umgewandelten Knollen, erkennt man jedoch noch deutlich die Krystallstruktur. Vielfach findet sich im Flußsande dieser Glimmerschiefergebiete auch Cyanit in abgeschliffenen plattigen Stengeln bis zur Länge von $1^1/_2$ cm und vereinzelt Turmalin in noch wohl erhaltenen Krystallumrandungen. Beide scheinen der Verwitterung noch länger zu widerstehen als die Granaten. Die Granaten gehören meist zur Varietät der gewöhnlichen Kalktongranaten, vereinzelt fand ich auch klare,

schön kolumbinrot gefärbte Eisentongranaten (Almandine), die aber meist nur klein waren und dicht von feinschuppigem Glimmer umhüllt erschienen. Granatglimmerschiefer finden sich dann noch vornehmlich in den Landschaften Muam (Banem), Logtelleb (hier stark gepreßt und muscovitführend) Lohega und Ndogomakumag.

Im Fluß Epahe, beim Dorfe des Mbo, (Landschaft Ndogomakumag) treten in schraubenzieherartig gewundenen Schichten eines dunklen granatfreien Biotitglimmerschiefers wieder dicke bankige Feldspatlagen auf.

Beim Dorfe Ngamba (Hptlg. Nsoga Landschaft Lohega=Ndogohegha) finden sich streckenweise phyllitisch aussehende Quarzschiefer dem Glimmerschiefer eingelagert, der auch hier häufig Quarzlagen und -Schnüre enthält. Vielfach wechselt mit dem Glimmerschiefer hier ein sehr harter grüner Quarzhornblendefels (G. B. Nr. 7) und ein brauner Granatquarzfels.

In der Landschaft Ndogomianag, unweit des Dorfes des Hptlg. Nag, finden sich nahe dem Fluß Massimbo, einem Nebenfluß des Ekem, reine Magneteisenerzlagen von $^1/_2$—1 cm Mächtigkeit, in einem dichten z. T. feinfaserig-filzigen, schiefrigen biotithaltigen Amphibolith. Unweit davon, in den Landschaften Ndogonkong und Banem, nahe dem Ewim, geht dieses Gestein in sehr dichten, harten, biotitarmen Gneis über, in dem sich auf weite Erstreckung hin Einlagerungen eines körnigen Gemenges von Quarz und Magneteisen finden. Es lassen sich hier einzelne erzreichere Horizonte unterscheiden. Eine wahllos im Durchschnitt aufgesammelte Probe zeigte folgende Zusammensetzung:

41,45 Fe
40,71 $SiO_2$ (vielleicht z. T. $TiO_2$)
0,26 Mn
0,38 MgO
0,66 P
0,00 CaO

Das Gestein ist deutlich polarmagnetisch und beeinflußte stark

die Magnetnadel auch in größerer Höhe über dem Erdboden, woraus man vielleicht auf ausgedehnte Tiefenerstreckung schließen darf. Vielfach finden sich auf diesem Gestein mächtige lateritische Brauneisenerzbildungen.

Im kleinen Flüßchen Ilelip der Landschaft Banem findet sich dann der Augit-Gneis, dessen mikroskopische Beschreibung unter Nr. 8 gegeben wurde, mit dem magneteisenerzreiche und grobflaserige Gneise wechsellagern, und der bisweilen sehr grobkörnig und jede Parallelanordnung verlierend, den Eindruck mächtiger alter Eruptiv-Gesteinseinlagerungen im Gneis hervorruft.

Auch der hohe unwegsame Gebirgskamm, der zwischen den Dörfern Bimbong und Majegha überschritten wurde, bestand aus Gesteinen, die offenbar erst durch tektonische Wirkungen, und zwar durch die Auffaltung, Gneischarakter angenommen haben, sie sind durch Nr. 9 der petrographischen Beschreibung charakterisiert. Blöcke dieses Gesteins in ungeheurer Größe und Zahl bilden das großartige Felsenlabyrinth des Pado-Flußtales. Schon in den unmittelbar folgenden Bergzügen der Landschaft Ndokumbang ist das herrschende Gestein ein Granat-Amphibolith der Nr. 10. Dieser geht durch eine breite Zone typischen biotitarmen Gneises, in dem bandförmig, quarzreiche, mit Granat durchsetzte Ausscheidungen mit Feldspat- und Feldspatbiotit-Quarzlagen wechseln, in den augitreichen Biotit-Hornblendegneis, der Nr. 11 über. In der Landschaft Ndogobong treten an dessen Stelle reine Biotitgneise mit deutlicher Lagenstruktur. An einzelnen Stellen, die sich auch im Gebirgsverlauf als besonders ineinandergeschoben und gestört erkennen lassen, vorzüglich beim Dorfe Sanje, gehen sie in echte Augengneise mit Quarzknauern über, um die sich Eisenglanzschüppchen mantelartig lagern, und bedingen so ein eigenartiges warziges Aussehen des Gesteins und der sie bedeckenden Gerölleschichten.

In der Landschaft Ndogonjam, an den Hängen der nach den Ufern des Dibamba hin gelegenen, zahlreichen, koulissenartigen Bergketten, wechseln Biotitgneise mehrfach mit Amphibolithen, deren besonders starke Faltung und Fältelung nahe

dem Fluß die Annahme bestätigt, daß hier der Fluß einer tektonischen natürlichen Gebirgseinsenkung (ohne daß etwa ein Abbruch deutlich erkennbar ist) folgen mag. Am rechten Dibamba-Ufer, in der Landschaft Ndokamag, zeichnet sich der glimmerarme Biotitgneis (Nr. 12) ebenfalls durch zahlreiche starke Faltungen und Brüche aus, doch lassen diese irgend einen einheitlichen Verlauf nicht erkennen. Das ganze Gebiet zwischen Dibamba und Wuri ist eine sehr flache wellige Ebene. Der Gneis ist meist von wechselnd mächtiger Schwemmlands- und Verwitterungsschicht überdeckt, die aus sehr fruchtbarem Lehm besteht, in welchen die Flußläufe ein bis mehrere Meter tief eingeschnitten sind. Sie erreichen meist hier Tiefen von 1,50 bis 1 m. Vielfach bilden sie alluviale Ebenen mit Flußschotter und Sandterrassen, legen aber auch bisweilen den anstehenden Gneis im Flußbett bloß.

Bei der Station Jabassi (etwas stromauf von der Station) wird der Gneis, der hier ganz besonders gestört und in den verschiedensten Richtungen von Sprüngen durchsetzt erscheint (auch hier konnte ich keinen einheitlichen Abbruchrand etwa in der Nähe der, oberhalb Jabassi gelegenen Wurischnellen beobachten!), von mehreren Adern derben Magnetits durchzogen, die bis zu mehreren Zentimetern Mächtigkeit anschwellen, aber natürlich praktisches Interesse nicht bieten. Wichtiger ist schon das Vorhandensein eines zumeist bis fast 2 m erbohrten ausgedehnten alluvialen Tonlagers, in einem alten Nebenflußtale des Wuri, dicht bei dem Stationshügel. Der Ton ist außerordentlich rein und dürfte für bessere Tonwaren, Verblendsteine, feuerfeste Steine usw. wohl zu verwenden sein. In dem stark durch die Erosion zerfurchten Gelände nahe der Station findet er sich noch mehrfach und ist früher für Kalk gehalten worden und auch als Ersatz für solchen mit gutem Erfolge zum Weißen der Hauswände verwendet worden[1]). Übrigens wird er von den

[1]) Hierfür ist er vom hygienischen Standpunkt aus in Ermangelung des Kalkes auch sehr zu empfehlen, einmal, um Hauswände und Dächer zur besseren Ableitung der Sonnenstrahlen weiß zu tünchen, dann aber auch zur Gewöhnung der Eingeborenen, die ihre Hütten damit tünchen, an größere Sauberkeit.

Eingeborenen dazu benutzt, sich während der Zeit der Trauer den Körper weiß zu färben (Weiß ist dort die Farbe der Trauer, wie bei vielen Negerstämmen), und außerdem wird er als Medizin namentlich von den Frauen (zur Zeit der Schwangerschaft) genossen. (Ein Analogon zu der bekannten sogenannten „eßbaren Erde" der Südsee.)

Wollte man rückschauend versuchen, sich ein Bild vom Aufbau der bereisten Gebirgsgegenden zwischen Sanaga und Wuri zu machen, so wird man annehmen müssen, daß zu ihrer heutigen Gestaltung eine große Reihe von, seit den frühesten geologischen Zeiten bis zur Gegenwart fortwirkenden, tektonischen Kräften tätig gewesen ist. Ein erheblicher Teil der Gebirgsbildung dürfte der Emporwölbung der ursprünglichen Gesteinsdecke, vielleicht teilweise sedimentären Ursprungs, durch sehr alte Tiefengesteine zuzuschreiben sein, die dann an den folgenden Störungen, besonders Faltungen und Stauchungen, teilnehmend, selbst den Charakter des Gneises und Amphibolithes angenommen haben dürften. Wie ich bereits bemerkte, scheinen die jüngsten dieser Störungen, vielleicht auch mit einer allgemeinen Hebung der Continentmassen zusammenhängend, im allgemeinen etwa in den westlichen Teilen einer WNW. nach OSO. in den östlicheren einer W. nach O. sich äußernden Kraftwirkung und dementsprechenden Faltung der Gesteinsschichten zu entsprechen. Bei der Verworrenheit der heutigen Gebirgsformen, dem Kreuz und Quer ihrer Hauptrichtungen und Achsen wird man jedoch hierüber bis zum Vorhandensein, systematisch jeden Gebirgszug berücksichtigender Einzelmessungen der Gesteinsrichtungen, über Vermutungen nicht hinausgehen können. Das Gleiche dürfte voraussichtlich mindestens für große Gebiete des noch geologisch bisher ganz unerforschten Südens des Schutzgebietes gelten.

Was schließlich die Aussichten betrifft, in jenen Gebieten irgend welche Bodenschätze aufzufinden, die vielleicht schon heute von Interesse für eine wirtschaftliche Ausnutzung sein könnten, so muß betont werden, daß zwar auf dieser Bereisung

nirgends, auch nur Anzeichen von Lagerstätten solcher Mineralien beobachtet werden konnten (von den erwähnten Eisenerzvorkommen muß dabei, da sie ihres geringen Wertes wegen nicht in Betracht kommen, abgesehen werden), daß aber natürlich eine solche innerhalb des dichten Urwaldes, und auf den diesen durchschneidenden wenigen Wegen sich bewegende Bereisung eines so verschwindend kleinen Teiles des ausgedehnten altkrystallinen Gebietes des Südens des Schutzgebietes keinerlei Schlüsse auf die Abwesenheit von solchen Bodenschätzen rechtfertigt. Die in vielen Teilen dieses Gebietes beobachtete feine Verteilung von Erzteilchen, unter denen Titaneisenerz, Magneteisenerz, Magnetkies, Pyrit, Arsenkies vielfach, Kupferkies, vereinzelt beobachtet wurden, könnte immerhin auch gelegentlich zu größeren wertvollen Erzanhäufungen geführt haben, die bis heute noch durch üppige tropische Vegetation dem Auge verborgen bleiben, und die aufzufinden vielleicht mit fortschreitender Kultivierung des Landes wohl eher möglich sein dürfte, als auf einer nur auf schmalen vereinzelten Pfaden sich bewegenden einmaligen Bereisung. Auffällig bleibt es allerdings, daß keinerlei Kunde durch die Eingeborenen über solches Vorkommen von Bodenschätzen zu den Europäern gelangt sein sollte. Auch die gelegentlich von mir mit besonderem Interesse betrachteten Zauberkästchen der Bewohner jener Gegenden, bargen niemals interessantere Gesteine oder Mineralien. Außer ganz wertlosen nur besonders durch Form oder Farbe dem Neger absonderlich erscheinenden Gesteinsstücken, fand ich vielfach Quarzkrystalle, Bruchstücke kleiner Glimmertafeln, in einem Falle ein Stück Rutil, gelegentlich die flachen im Wasser angeschliffenen Cyanitkrystalle, aber nie irgend welche Erze oder wertvollere Mineralien. Bei der verhältnismäßig häufigen Erzführung gerade der altkrystallinen Schichten im allgemeinen und der teilweise verhältnismäßig immerhin schwachen Bevölkerung jener Urwaldgebiete, wird man vielleicht diese Argumente nicht allzu hoch einschätzen dürfen.

Die altkrystallinen Faltungsgebiete jener Gegend verdienen

aber auch vom rein bodenwirtschaftlichen Standpunkte aus, selbst dann ein hohes Interesse, wenn die Hoffnungen auf das Auffinden von Bodenschätzen sich nicht erfüllen sollten. Die außerordentliche Fruchtbarkeit des Bodens, wo immer er sich in dem wild zerrissenen Gebirgslande nur zu stärkerer Bedeckung des Gesteins anhäufen konnte, wie in zahlreichen Flußtälern und an sanfteren Berghängen, die im Gegensatz zu anderen Gegenden immer noch dicht zu nennende Bevölkerung dieser fruchtbaren Gegenden, wird ihre Bedeutung für die Kolonialwirtschaft in erster Linie bedingen. Die schwere Zugänglichkeit infolge der vielgegliederten Oberflächenformen und der teilweisen Bedeckung mit dichtestem Urwald, werden zwar die planmäßige Kultivierung voraussichtlich von jenen Gegenden noch länger fernhalten, als von anderen diesbezüglich viel günstiger gelegenen Teilen des Schutzgebietes, aber gerade für die wertvolleren Landesprodukte, wie z. B. Ölfrüchte, Harze und Gummi, die auch Schwierigkeiten des Transportes eher ertragen können, werden diese Gebiete in der Zukunft erhöhtes Interesse gewinnen. Einzelne Gegenden, wie vornehmlich die ebenen Gebiete zwischen Wuri und Dibamba werden schon heute mit als die reichsten Ölpalmengebiete der Kolonie zu bezeichnen sein und für sie wird auch, bei der Nähe des von Jabassi ab schiffbaren Wuri, der Anbau von Mais, Reis, Tabak, Baumwolle, Kartoffeln und der großen Zahl einheimischer Kulturfrüchte, wie Erdnuß, Bataten, Makabo, Yams, Zuckerrohr, dann aber auch neueinzuführender Fruchtbäume wie Zitronen, Apfelsinen, Ananas usw. sich als Eingeborenenkultur einträglich gestalten lassen. Die Bewohner der schwer zugänglichen Gebirgsländer zwischen Sanaga und Dibamba werden die gewöhnlichen Ackerbaukulturen nur insoweit vorteilhaft betreiben können, als sie zur eigenen Ernährung und zur Viehhaltung erforderlich sind (Hühner und Kleinviehzucht, Schafe, Ziegen, Schweine, aber auch Rindvieh), für sie werden Öl und Gummi (vielleicht auch Baumwolle, Kaffee, Kakao, Tabak) die Hauptausfuhrprodukte bilden, also die Anlage entsprechender Kulturen das wichtigste bleiben. Infolge des

Fehlens schiffbarer Flußläufe werden die ungeheuren Schätze des Urwaldes an Hölzern zunächst nicht für die Verwertung in Frage gezogen werden können. Zur möglichst vorteilhaften Verwertung der Anbauprodukte aber wird man in jenen Gegenden der geschickten Wegeführung eine besondere Sorgfalt widmen müssen. Ein großes Interesse erfordern aber auch die in dem Gefälle der Wasserläufe zur Entfaltung kommenden ungeheuren Energiemengen. Es mag nur angedeutet werden, wie groß ihre Summe allein an den Fällen des Sanaga bei Edea ist, die dauernd ungenutzt verloren geht, während zu gleicher Zeit deutsche Gesellschaften im Auslande (Schweden und Norwegen) Anlagen zur Ausnutzung solcher Wasserkräfte und Umformung in elektrische Energie errichten und betreiben. Vielleicht ist gerade durch die Möglichkeit, diese Energie zur Herstellung von Stickstoffverbindungen zu Düngezwecken zu verwenden, ein Weg gegeben, auch in jenen Gegenden, wo mit ihrer Verwendung zu Licht- und Kraftzwecken vorteilhaft noch nicht wird gerechnet werden können, eine nutzbringende Ausbeutung dieser Kraftmengen anzubahnen.

---

## Zusammenstellung der Gesteinsmessungen im altkrystallinen Gebiete der Reiseroute Edea-Yabassi.

| | Ortsbezirk | | Streichen | Einfallen | Bemerkung |
|---|---|---|---|---|---|
| 1. | Südfälle des Sanaga . . . | 40° | NO.–SW. | 60° / W. | |
| 2. | Am Yaundewege bei Edea | 10° | N.–S. | 48₀ / W. | |
| 3. | Dicht oberhalb der Nord-Fälle v. Edea. (Nebenflußlauf) . . . . . . . . . . . | 70° | ONO.—WSW. | 35° / WNW. | |
| 4. | Sanaga-Bett etwa 5 km oberhalb Edea, linkes Ufer | 124° | OSO.—WNW. | 70° / SSW. | Fälle und Schnellen. |
| 5. | Kl. Wasserlauf nördl., unweit der vorigen Messung | 60° | ONO.—WSW. | 70° / NNW. | Wasserfälle. |
| 6. | Nähe der Einlag. des Gest. Nr. 4 etwa 2 km oberhalb der vorigen Messung . . . | 120° | OSO.—WNW. | | Nähe der Einlag. des Gest. Nr. 4, der Beschr. |
| 7. | Im Bette des Lolloma. (Landschaft Lungasi) . . . | 30° | NNO.—SSW. | 55° / WNW. | Wasserfälle. |
| 8. | Nähe größerer Auffaltungen (Bergketten) hinter Njuma-Dorf. 2/2 . . . . . . | 55° | ONO.—WSW. | 65° / SSW. | Aufgefaltete Bergketten. |
| 9. | Nähe des Dorfes des Ekujub | 25° | NNO.–SSW. | 60° / OSO. | Einlag. derber Quarzpartien. |
| 10. | Nähe des Dorfes des Njebet, am Flusse Maloo . . . . . | 55° | ONO.—WSW. | 20° / NNW. | Zeigt starke Faltungen und Störungen, Windung der Schichten, Wasserfälle. |
| 11. | Dorf des Ntala. (Landsch. Ndogombog) . . . . . . . . | 35° | NNO.–SSW. | 80° / WSW. | Granat-Glimmerschiefer. |
| 12. | Dorf des Een, unweit des Mang.(Nebenfl. des Sanaga) | 50° | NO.—SW. | 70° / NW. | Granat-Glimmerschiefer Spalte, Quelle. |
| 13. | Nähe des Dorfes des Nkojok, Fluß Epahé . . . . . | 45° | NO.—SW. | 60° / NW. | Im Biotit-Glimmerschiefer ohne Granaten, dicke Feldspatlagen enthalten. |
| 14. | Epahé-Bett, dicht hinter vorig. Messung . . . . . . | 28° | NNO.–SSW. | 20° / WNW. | Dicke Feldspatlagen im Biotitgneis-Glimmerschiefer, |
| 15. | desgl. | 40° | NO.—SW. | 60° / NW. | Schichten.schraubenförmig gewunden, versch. Streichr. |
| 16. | Nähe des Marktpl. Tunjok. Landsch. Ndogomakumag | 10° | N.—S. | 280° / W | Biotit-Glimmerschiefer mit eingelagerten Quarziten. |
| 17. | Nähe des Marktpl. Mabin | 70° | ONO.–WSW. | 65° / SSO. | bankig abges. Quarzite im Glimmerschiefer. |

| | Ortsbezirk | | Streichen | Einfallen | Bemerkung |
|---|---|---|---|---|---|
| 18. | Luga - Dorf. (Landschaft Muam.) . . . . . . , . . . . | 20° | NNO.—SSW. | ? | Granat-Muscovit-Biotit-Glimmer-Schiefer. |
| 19. | Dorf des Bejong-Bilonga. (Landsch. Logtelleb.) . . . | 0° | N.—S. | W. | wie vorher mit 1/2 cm großen Granaten. |
| 20. | Dorf Ngambe (Hauptlg. Nsoga. Landschaft Ndogohega = Lohega) am Flusse Uwa oder Jwa . . . . . . . | 170° | N.—S. | 70° / O. | Muscowithaltiger Biotit-Glimmerschiefer mit Quarzschnüren. |
| 21. | Wasserfälle (15 m hoch, zwischen Dorf d. Som Ngok und Dorf des Hptlgs. Bibo. (Ldsch. Ndogomakumag) . | 0° | N.—S. | 70° / W. | Quarzreiche Lagen im Biotit-Muscovit-Glimmerschiefer. |
| 22. | Dorf des Nag. (Landsch. Ndogomianag) Bett des Mang. (Fälle) . . . . . . . | 80° | O.—W. | 80° / N. | Gneis-Glimmerschiefer mit Lagen von feinschuppigen Biotit-Muscov. Quarz, Feldspath. |
| 23. | Dorf Misseng, Hptlg. Mebo. (Landsch. Banem) . . . . . | 60° | ONO. - WSW. | 23° / SSO. | Harte Gneise mit wenig großen Biotitblättern. Nähe der Magneteisenstein-Einlagerungen. |
| 24. | Oberer Flußlauf des Pate oder Pado. Bergrücken zwischen Dorf Bimbong (Hauptlg. Gogiol) u. Dorf Majegha. (Hauptlg. Loga) | 30° | NNO. SSW. | 5° / SSO. | Biotit-Gneis mit lagenweisen Schnüren von Feldsp.-Adern und Quarzknauern. |
| 25. | dgl. etwas talabwärts . . . | 65° | ONO. - WSW. | 3—7° / SSO. | Biotit-Gneis mit Granat. Sehr hartes granitähnliches Gestein. (Gest. Beschreibg. Nr. 9.) |
| 26. | Unweit Dorf Majegha (Hptlg. Loga) im Bett des Makuka, einem Nebenfluß des Ebo . . . . . . . . . . | 35° | NNO. - SSW. | 20° / WNW. | Biotit-Hornblende-Gneis. |
| 27. | Dorf Ekiba (Hptlg. Bekim) (Ldsch. Ndokumbang. Fluß Somabal) . . . . . . . . . . | 40° | NO.—SW. | 20° / SO. | Biotit-Augit-Gneis m. deutlichen Lagen von Feldsp., Quarz-Augit-Biotit. |
| 28. | Vor Dorf Bileg. (Landsch. Ndogobong) . . . . . . . . | 65° | ONO.—WSW. | 10° / SSO | Biotit-Gneise, (unweit der typ. Augengneise.) |
| 29. | Im Bett des Nduma, Nebenfluß des Dibamba . . . . . | 40° | NO.—SW. | NW. / SO. | stark gefaltete Biotit-Flasergneise. |
| 30. | Am Dibamba - Übergange unweit Dorf Ndogibingele | 70° | ONO.—WSW. | 5° / SSO. | typ. Biotit-Gneis. |
| 31. | Im Ekagela. (Nebenfluß des Dibamba) . . . . . . . . . . | 10° | N.—S. | 50—55° / W. | Lagen von Biotit-Gneis mit Quarz und granitartigen Zwischenlagen. Viel Faltungen und Störungen. (Gest. Beschrbg. Nr. 12.) |

Hauptstreichen demnach: ONO.—WSW. mit Abweichungen meist nach S.

IV. Teil.

# Das sedimentäre Gebiet am Croß (Ossidinge-Bezirk).

## Reiseroute Joh. Albr. Höhe-Mamfe.

---

Die Regierungsstation Joh. Albrechts-Höhe, die von Mundame aus erreicht wurde, ist auf dem hohen Steilrande des Stratovulkans eines erloschenen Kraters gelegen. Dem Alter nach scheint er einer der jüngsten Vulkane des Schutzgebietes zu sein, und ist wohl als gleichaltrig mit dem Diungò und dem Soden-Krater anzusehen. Die Station befindet sich etwa 120 m über dem Spiegel des, den alten Kraterkessel ausfüllenden Elefanten-Sees (Barombi ma Mbu). Die Schichtung der Aschen und Tuffe läßt sich dicht unterhalb der Station deutlich beobachten. Hier ist der hohe Rand offenbar durch eine Radialspalte aufgebrochen und hat dadurch dem Wasser des Sees einen Abfluß verschafft, gerade an der Stelle, wo noch heute der Tuffmantel seine größte Höhe hat. In einer grotesken Schlucht, mit fast senkrecht abfallenden Wänden, die trotz der alles überwuchernden üppigen Tropenvegetation doch in malerischer Weise den nakten Fels, in bizaren Verwitterungsformen, weiß schimmernd hervortreten lassen, windet sich das Abflußwasser des Sees über gewaltige Blöcke des Tuffgesteins und harter Basaltlava, so gleichzeitig einen bequemen Zugang zum See bildend, der übrigens seines Fisch- und Krebsreichtums wegen Veranlassung zur Anlage eines beliebten Marktplatzes der anwohnenden Eingeborenen gegeben hat. Die starke Tufflage nahe des Kraters bedingt die

besondere Fruchtbarkeit jener Gebiete. Hervorzuheben wäre noch die gesundheitlich vorzügliche Lage der jetzigen Station, fast auf dem Höhepunkt des Kraterringwalles. Zwar schwer zugänglich, da sie nur auf Treppen oder in sehr lang am Steilhange hinlaufenden Serpentinen erreicht werden kann, ist sie, wie es scheint, fieberfrei.

Von Johann Albrechtshöhe wandte ich mich zunächst, der großen Balistraße folgend, nach Norden. Dicht hinter dem Dorfe Kumba, am Fuße des Kratermassivs, sind die unterlagernden Gneisschichten freigelegt. Meist ist es typischer Biotitgneis, der, da wo ihn Basaltlavazüge bedecken, am Contakt, wie zunächst bei dem Dorfe Ekiliwindi, meist in plattige Gneise und Biotitglimmerschiefer übergeht. Offenbar sind diese Basaltlavazüge und Decken vom Barombikrater herabgeflossen, und sie bedecken auch das weite Gebiet zwischen Mundame und der Station Johann Albrechtshöhe, hier die Grenze zwischen Sandstein und Gneis überlagernd. Die Umwandlung des Gneises, über plattigen Gneis in Glimmerschiefer, (z. T. muscovitführend) steht jedenfalls mit dem Contakt eruptiver Ströme und Decken in Zusammenhang. An den Berghängen finden sich, hier nur auf dem Gneis zu beobachten, vielfach Oberflächenlaterite in ihrer eigentümlichen schlackig-porös-schwammigen Erscheinungsform. An anderen Stellen habe ich Überdeckung dieser Konglomerate durch jüngere Basaltergüsse feststellen können. Sie finden sich hier bezeichnenderweise nicht auf den jugendlichen Lavazügen. Demnach scheinen diese Laterite jedenfalls älter als die letzten Lavaergüsse zu sein. Es findet sich auch hier wieder schwarzer Titaneisensand, meist in Vertiefungen und an flachen Stellen der Rinnsale vielfach, nach den häufigen Gewitterregen deren Boden bedeckend. An den tiefer einschneidenden Flußläufen ist dann wieder der Gneis mehrfach muscovitführend angeschnitten (s. Gest.-Beschr. Nr. 26), so z. B. in dem Bette des Lolo, an der ihn überquerenden Hängebrücke, ferner bei dem Dorfe Bakundu (266 m), und am ersten Wegübergang (Hängebrücke) über den Mungo, von wo ab er bis zum Dorfe

Ekokoboma mit geringer Unterbrechung durch Basaltlava herrscht. Bei Talangi oder Talanaye wurde die große Bali-Straße verlassen, um auf direktem Wege nach Esudan gelangen zu können, Basaltgerölle, die vielfach in den Flußläufen und am Wege auftreten, verraten die Nähe von Basaltzügen oder Massiven. In weiter Erstreckung ist hier der Boden von erbsen- bis nußgroßen schwarzen Concretionen, einem manganreichen lateritischem Verwitterungsprodukt und mit Roteisensteinbruchstücken bedeckt. Im Bett des oberen Mun-Aya (hier Baké genannt) ist am Weg ein kleines Granitmassiv angeschnitten, und bildet im Flusse zahlreiche Fälle und Schnellen. Von hier ab beginnt wieder Basalt, der beim Dorfe Ayong, in einem größeren Massiv bis 459 m ansteigt und die ganze, hier flach-wellig, hügelige Landschaft bis Sekam und dicht vor Abas bedeckt, an den flachen Hängen und Tälern einen vorzüglichen tiefgründigen Verwitterungsboden bildend, auf dem eine charakteristische Parklandschaft, d. h. niederer Busch mit Gras und einzelnen hohen Bäumen, besonders Ölpalmen, sich ausbreitet. Dieser Basalt gehört offenbar einem von den früheren getrennten und scheinbar älterem Massiv an. Massenhaft finden sich hier die, von den früheren deutlich unterscheidbaren Laterite, meist aus Konglomeraten entstanden. Bei Abas findet sich, vom Basalt nur durch eine kurze Überdeckung durch Verwitterungsboden getrennt, zunächst ein sehr grobkörniger weißer z. T. konglomeratischer Sandstein, der nur aus den Bestandteilen des Granits, und zwar von Muscovitgranit besteht. Die Feldspate bilden das Zement und verkitten teils abgerollte, teils breccienartig zerbrochene Quarze, daneben finden sich Muscovitschüppchen bis zu mehreren Millimetern Durchmesser. In einzelnen Lagen sind diese aus Muscovitgranitgrus verkitteten Sandsteine durchschwärmt von nuß- bis kopfgroßen Quarz-, Gneis- und roten Granit-Geröllen. Im Bette des Babi, dicht bei Abas, sind diese bankigen Ablagerungen in mehreren Metern Mächtigkeit angeschnitten. Sie zeigen etwa Str. 30° NNW.-SSO. mit 25—28° Einfallen SSW. Sie liegen hier in 218 m Seehöhe (Gest.-Beschr. Nr. 27 u. 28).

Über das Alter oder gar die Formationsstellung dieses Sandsteins ließ sich zunächst nichts weiter feststellen, da er gänzlich fossilleer erschien. So vielfach auch Stücke angeschlagen und untersucht wurden, zeigte er nie andere als die erwähnten Bestandteile, besonders niemals Basaltbrocken. Während ich anfangs geneigt war, diese Konglomeratsandsteine nur für ganz lokale junge Bildungen anzusprechen, läßt sich aus dem Fehlen von basaltischen Bestandteilen wohl schließen, daß er älter als die in der Umgebung befindlichen Basaltmassive ist. Bald hinter Abas werden diese Sandsteine durchragt und unterlagert von mehreren Kuppen grüngrauen und roten Granites (siehe petrographischer Teil Nr. 29), denen in der Folge wieder Sandstein auflagert. Im Bette des Babi, beim Wegeübergange, findet sich der Granit gut aufgeschlossen und setzt dann die folgende Kuppen zusammen, während oberhalb und unterhalb (beim zweiten Flußübergange) der Sandstein angeschnitten ist. Er ist hier zunächst derselbe wie bei Abas, wechselt aber weiterhin mehrfach in der Zusammensetzung, bald fein, grau, oder grob, breccienartig, bald weich, tonig, glimmerführend in gewissen Zwischenlagen, bald so hart und dicht, daß er für die Vegetation undurchdringbar, größere freie vegetationslose Felsplatten bildet, bald in deutlicher Schichtung, bald gebankt, bedeckt er das Gelände bis kurz hinter den Übergang über den Mun-Aya (145 m), in dem er als grauer grobkörniger Sandstein mit zwischengelagerten Konglomeratbänken, mit Geröllen bis zu Kopfgröße in gewaltigen Felsblöcken, in Bänken und allerhand Auswaschungsformen beobachtet werden konnte. Das Streichen wurde hier als O.-W., Einfallen 30—35° S. bestimmt. Bei der Unübersichtlichkeit des dicht bewachsenen Geländes konnte an eine etwaige Horizontisierung der verschiedenen Sandsteinarten oder Konglomeratbänke nicht gedacht werden, auch war ich damals geneigt, sie nur für örtliche fazielle Unterschiede zu halten, während ich nach späteren weiterhin zu erörternden Beobachtungen, heute sie für einzelne aufeinanderfolgende durchgehende Horizonte halten möchte. Bei dem festgestellten Einfallen und der

beobachteten petrographischen Gleichartigkeit sind wohl die Konglomeratbänke am Mun-Aya mit denen bei Abas zu identifizieren. Fossilien waren auch hier nicht auffindbar. In dem kleinen Flüßchen Ajangmariede folgten dann sehr stark gefaltete und gequetschte Biotitglimmerschiefer, die eigenartige hellrote Granatkörner enthalten und allmählich in Granatgneisglimmerschiefer zum Teil mit großen Feldspatknauern übergehen, bald nach S. mit etwa 45°, bald nach O. noch steiler, bald nach W. mit 80° einfallen, also hier starke Störungen erlitten haben.

Auf diesem Glimmerschiefer findet sich nun im Bette des Ekang angeschnitten, ein eigenartiges Gestein, dunklen Aussehends, ungeschichtet und von zahlreichen Geröllen und Gesteinsbruchstücken, meist Granit, Gneis, Glimmerschiefer, aber auch Basaltbrocken ganz verschiedener Größe bis zu $^1/_2$ m Durchmesser erfüllt. Es ist offenbar ein konglomeratischer Basalttuff, wie er am Rande eines Basaltmassivs etwa in einem Gewässer zum Absatz gelangt sein mag, in das gleichzeitig Gerölle hineingeschwemmt oder in der Brandung gebildet wurden. Neben den Basalttuffmassen, die von Brauneisenausscheidungen erfüllt sind, finden sich auch zahlreich, zerbrochene, kantige Basalttrümmer und Breccien. Das Gestein ist näher beschrieben unter Nr. 30 und 36.

Bei der relativ weiten Entfernung der nächsten Basaltmassive von dieser Stelle, muß wohl mit einer früher ausgedehnteren Bedeckung mit Basalt gerechnet werden, als sie heute zu beobachten ist; wahrscheinlich reichten jene später weiter nördlich gefundenen Basaltdecken (von Tenaku-Kembon) bis hier hinab. Es folgten dann vielfache durch den Biotitglimmerschiefer hindurchragende Muscovitgranitstöcke und pegmatitische Adern, von denen die mächtigste, bisher bekannte, ihrer Glimmerführung wegen, einer genaueren Untersuchung unterzogen wurde.

Die wesentlichsten Ergebnisse dieser Untersuchung seien hier noch einmal zusammengefaßt (vergl. hierzu auch vorl. Mitt. S. 16). Der glimmerführende Pegmatitgang bei Esudan (222 m) (am Flüßchen Gomonjungo) verdankt seine

Entstehung vermutlich der gangförmigen Anstrahlung (Apophyse) eines Granitlakkolithen in den auflagernden Biotitgneis. Der untersuchte Gang (in 715 m Höhe) streicht etwa N.-S. und fällt mit 40° W. ein und zeigt durchschnittlich 2,5 m Mächtigkeit. Die Gangfüllung besteht in großen Feldspat- und Quarz-Aggregaten, die häufig in getrennten Individuen, bis zu 1 m mächtig, nebeneinander lagern, oder sich in schriftgranitischer Ausbildung gitterartig durchdringen. Der Feldspat ist weißer Orthoklas, der Quarz milchweiß, trübe bis durchscheinend. In dem hangenden Teile des Ganges, und zwar in etwa $^1/_3$ der Mächtigkeit stellen sich große Glimmeraggregate in allen Größenkombinationen bis zu 60×60 cm ein. Meist bilden sie keilförmige Kugelausschnitte mit 3—10 cm Stärke an der Peripherie. Häufig ist der Glimmer durch den Gebirgsdruck stark zerquetscht und seine Sprünge sind von asbestartig aussehenden Glimmerfasern erfüllt. Einzelne Stücke zeigen deutlich zonaren Aufbau. Jenseits einer O.-W. hindurchsetzenden Verwerfung waren die Aggregate weniger zerquetscht, auch schien sich hier die Glimmerführung nicht nur auf das hangende Drittel der Mächtigkeit zu beschränken.

An anderen accessorischen Mineralien konnte im Gange nichts aufgefunden werden, jedoch finden sich an den Salbändern zahlreiche Granatausscheidungen. Beobachtet wurden hellrote, z. T. durchsichtige, sehr splittrig spröde Krystalle, bis zu 3,5 mm Durchmesser zeigend. Sie gehören zur Granatvarietät der Eisentongranaten und sind häufig von einer Eisenverwitterungsrinde (Brauneisen) überzogen. Dort, wo sie von Quarz umschlossen sind, erscheinen sie meist hell und durchsichtig, da, wo sie dem Glimmer benachbart auftreten, meist dunkler und dann häufig von Glimmerblättchen durchwachsen. In dem angrenzenden Biotit-Gneisglimmerschiefer setzt sich die Muscovitglimmerführung fort, und vielfach strahlen in diesen kleine und kleinste Gangtrümmchen mit pegmatitischer Ausfüllung hinein.

Der Glimmer ist typischer Muscovit und von vorzüglicher

Reinheit. In dicken Tafeln rötlich-braun durchsichtig, in Spaltstücken wasserhell, eignet er sich nicht nur vorzüglich zur Herstellung aller technischen Glimmerwaren, als welche in erster Linie Lampenzylinder, Laternenscheiben und Scheiben für eiserne Öfen in Betracht kommen, (fälschlich als Marienglas bezeichnet), sondern er ist infolge des völligen Fehlens der bei anderen Glimmersorten häufig vorkommenden fremdartigen Mineraleinschlüsse, welche die Nichtleitfähigkeit für den elektrischen Strom beeinträchtigen, ganz besonders geeignet für Verwendung als Isolationsmaterial beim Bau elektrotechnischer Apparate. Hierfür macht ihn noch die Verbindung einer verhältnismäßig geringen Härte mit hoher Biegsamkeit ganz besonders brauchbar. Diese Eigenschaften lassen den Glimmer von Esudan technisch wertvoller erscheinen, als die bisher bekannten, für die Technik wichtigen und bisher wohl allein in größerem Maßstabe gewonnenen ostindischen Varietäten, den vielbegehrten Ruby.

Aller Wahrscheinlichkeit nach werden sich bei weiterem Vordringen in die noch nicht durch Witterungseinflüsse zersetzten und veränderten Teile der Spalte die erwähnten guten Eigenschaften noch erhöhen. Bei dem Probeabbau war, wie erwähnt, der „eiserne Hut“ des Ganges noch nicht durchfahren, vielmehr fanden sich noch überall mit Lehm und Ton erfüllte Risse und Spalten im Gestein.

Bezüglich der Möglichkeit, die beschriebene Lagerstätte wirtschaftlich auszubeuten, sei folgendes bemerkt:

Glimmer mit den Eigenschaften des bei Esudan vorkommenden ist ohne Frage ein sehr gesuchtes Material, und jedenfalls wird sich sein Wert mit der voraussichtlichen Steigerung des von der elektrotechnischen Industrie benötigten Quantums noch ständig erhöhen. Zur Zeit hat er je nach Größe der gelieferten fehlerfreien Tafeln einen Wert von 2,50—15 M für das Kilogramm, wobei allerdings zu berücksichtigen bleibt, daß nur ein Teil des zu fördernden Rohglimmers solche Tafeln liefern würde. Bei billigen und intelligenten Arbeitskräften, wie sie in Indien beisspielsweise zur Verfügung stehen, oder bei Anwendung ge-

eigneter maschineller Einrichtungen, würde sich noch ein erheblicher Teil der sonst als Abfall der großen Tafeln verloren zu gebenden Bruchstücke zu sogenanntem Spaltglimmer verarbeiten lassen, der in großen Mengen verbraucht wird, aber viel geringwertiger ist.

Die bergmännische Gewinnung des Glimmers würde infolge der günstigen Lage des Ganges kaum auf Schwierigkeiten stoßen. So weit nicht Tagebau angängig, wird sich die Gewinnung durch Stollenbau bewirken lassen. Lösung der Wasser und Beförderung bis zur Höhe des Ortes Esudan werden sich einfach gestalten lassen. Die Beförderung auf der nur etwa 50 km bis zur Wasserverladung betragenden Strecke entweder nach Ndian oder zum Croß würde sich jedenfalls auch bei geeigneten Maßnahmen, einfach und nicht allzu kostspielig ausführen lassen. Nicht ausgeschlossen erscheint es, daß bei Vorhandensein geeigneter Transportmittel, der zum Teil sehr reine Feldspat den Transport lohnen könnte, auch sei darauf hingewiesen, daß möglicherweise beim weiteren Abbau des Ganges größere verwendungsfähige Granaten sich finden könnten.

Nr. 31 der Gest.-Beschreibung bezieht sich auf den Rand (Contact) des Pegmatitganges mit dem Biotitgneisglimmerschiefer im Hangenden des Ganges, wo vorzüglich die erwähnte Granatführung sich findet.

Die Abbildung Nr. 8 zeigt den Gang selbst, Nr. 7 einen Teil des Ganges mit den eingewachsenen Glimmeraggregaten.

Wenig unterhalb der Glimmerfundstelle im Flüßchen Makokome (254 m) finden sich die in der Abbildung Nr. 9 wiedergegebenen gewaltigen Geröllemassen des Biotitgneises, die einen Einblick in die enorme Erosionstätigkeit eines während der Trockenzeit so unscheinbaren Wässerchens gestatten.

Die nähere Umgebung Esudans bildet ein großes zusammenhängendes, durch Faltung und Erosion vielfach zerrissenes Gneisglimmerschiefer-Bergland (s. Gest.-Beschreibung Nr. 33), dem sich nach Osten eine große Reihe von Muscovitgranitmassiven anschließen. Diese setzen sich noch über die Grenze auf das eng-

lische Gebiet fort. Ihre höchsten Erhebungen auf deutschem Gebiete sind die Anom- und Okuri-Berge. (Letzterer 1150 absol.) Sie scheinen sich in WSW. Richtung bis über die Hewett-Berge (1180 m) bei Ekundukundu in einer großen Zahl von Kuppen fortzusetzen. Auf englischem Gebiete scheinen ihnen die großen Stöcke der Awa- und Oban-Berge (ca. 1200 absol.) anzugehören. Die Granitlakkolithen, wohl mit Sicherheit in einer weit zurückliegenden geologischen Periode emporgedrungen, sind heute in großer Ausdehnung durch die Erosion und Abrasion freigelegt. Sie sind erheblich älter als die Sedimentärschichten, die aus ihnen entstanden und haben auch vielfach an den tektonischen Veränderungen teilgenommen. Da der Granit häufig von pegmatitischen Adern durchzogen und vielfach grobkörnig ist, können die mir zahlreich zugetragenen Nachrichten vom Vorkommen „großer" Muscovitglimmerblätter an den westlich der von mir eingeschlagenen Route nach Ossidinge verlaufenden Wegen, besonders am Wege Rio del Rey-Ikassa-Mbabon-Ossidinge bald oberhalb Ndian beginnend, und bis nach der Landschaft Ekoneman reichend, nicht wundernehmen. In den untersuchten Fällen hat es sich jedoch nur um Blättchen bis zu 2 cm Durchmesser gehandelt. In Verfolg meiner früheren Ausführungen wird man auch mit Vorteil Glimmerausscheidungen von praktischem Wert, wenigstens im deutschen Gebiete, an dem Grenzgebiete des Gneisglimmerschiefers mit dem Muscovitgranit zu suchen haben.

Dicht bei Esudan, vornehmlich im Bette des Nakanda unterhalb der Wegekreuzung deutlich zu beobachten, setzen durch den Gneisglimmerschiefer zahlreiche eruptive Gänge, die, weicher als das umgebende Gestein, vom Wasser leichter ausgewaschen, häufig ein tiefes Wasserbett oder quer zum Fluß verlaufende tiefe Rinnen bilden. Dieses Ganggestein fand sich denn auch bisweilen als Geröll im Nakanda und mehrfach auch in anderen, oberhalb gelegenen Flußläufen, so im Maribe und Monomaté am Wege zur Glimmerfundstelle, es ist somit wohl als weiter verbreitet anzusehen. Es ist im petrographischen Teil unter Nr. 34, 35, 37, 38 näher beschrieben und ist danach den aplitischen Spaltgang-

gesteinen etwa den Bostoniten und Quarzbostoniten zuzurechnen. Daneben fanden sich auch mehrfach Gerölle von Trachyttuffen, wie sie in Nr. 32 beschrieben wurden, und des Diabases Nr. 39, über deren Herkunft ich nichts näheres ermitteln konnte.

In den Geröllen weisen dann noch pegmatitische Biotitausscheidungen, vereinzelte Quarzrollstücke mit Chromeisensteinteilchen einerseits und Turmalinkrystallnädelchen andererseits, wohl auf Contacte oder pegmatitische Adern hin, die von den Flüssen durchbrochen werden. Neben Feldspatanreicherungen fanden sich im anstehenden Gestein auch bisweilen Quarzadern, die bis zur Mächtigkeit von mehreren Metern anschwollen und stets taub befunden wurden. Freilich führten sie häufig winzige, goldglänzende Glimmerschüppchen, die dem Laien leicht Gold vortäuschen könnten. Meist sind die aus dem Gelände hervorragenden Quarzrücken und Kuppen dort gerade zur Ansiedelung von den Eingeborenen benutzt worden. Da ich mehrfach anderwärts beobachtete, daß Steine von den Eingeborenen als Fetische behandelt wurden (entweder eigenartig geformte Felsen, oder solche Steine, die von dem herrschenden Gesteintypus abweichendes Aussehen hatten, so im Sandsteingebiet Schieferplatten oder Basaltblöcke, im Gebiet der krystallinen Schiefer, Sandsteinblöcke, Mineralien z.B. Glimmertafeln, Rutilkrystalle, in den Zauberkästchen, meist der Haussas), so glaube ich, daß neben dem natürlichen Vorteil des Erbauens der Hütten auf hervorragenden und sehr trockenen Quarzfelsen auch ein Aberglauben der Eingeborenen damit in Zusammenhang steht. Leider konnte ich nichts Näheres darüber ermitteln, doch wurde mir mehrfach der im Innern des Dorfes hervorragende weiße Quarzfels als etwas Besonderes gezeigt und häufig fand sich um einen solchen hervorragenden Block einer jener auch anderwärts beobachteten Dorfgärten mit allerhand „Medizin"-Pflanzen gruppiert, unter denen eine Cactus-Art, sowie eine Bromeliacee, die auf einem Baumrindenstück, in der Luft hängend wächst, und der wilde spanische Pfeffer fast in allen durchreisten Gebieten eine

besondere Rolle spielen. Es ist also wohl möglich, daß die Neger auch in dem Stein eine ihrer Medizinen sehen.

Es sei dann der Vollständigkeit wegen noch das Auftreten einiger beobachteter spärlicher Grafitausscheidungen und das einzelner eingesprengter Andalusitkrystalle im Gneisglimmerschiefer des oberen Nakanda erwähnt, sie weisen wohl auf starke Dynamometamorphose des Gesteins hin. Auf das Vorhandensein sehr deutlicher Spuren tektonischer Wirkungen, die aller Wahrscheinlichkeit nach mit der Aufwölbung der zahlreichen Granitkuppen im engen Zusammenhang stehen, aber auch jüngerer solcher Störungen, an denen diese Granite selbst teilgenommen haben, habe ich bereits früher aufmerksam gemacht. Zahlreiche Messungen zeigten eine fortwährend wechselnde Gesteinsrichtung auch Verwerfungen, Spalten und Sprünge, die, wie es scheint, in völliger Regellosigkeit den Gneis durchsetzen, konnten mehrfach beobachtet werden. Eine deutliche Verwerfung mit etwa 3 m Sprunghöhe ließ z. B. die nähere Untersuchung des Pegmatitganges an der Glimmerlagerstätte erkennen.

Außer der näheren Untersuchung der Glimmerlagerstätte bot aber der Aufenthalt auf der Höhe bei Esudan noch die Möglichkeit eines ebenso selten großartigen wie wertvollen Ausblicks auf die geologische Gestaltung des demnächst bereisten Gebietes, d. h. der Gegend am Croß. Eine durch Abholzen der Urwaldbäume künstlich gewonnene Lichtung nahe der Glimmerlagerstätte, bot einen offenen Ausblick auf das nach NO. sich erstreckende Gelände. Freilich die Ungunst der tropischen Witterungsverhältnisse gestattet nur sehr selten überhaupt einen weiteren klaren Blick (nur vor oder nach großen Gewittern und Regengüssen, am Ende und Anfang der Regenzeit). Aber hier bot sich ein solcher an einem Morgen meines Aufenthaltes dort in geradezu überwältigend schöner Weise. Nach einem heftigen Nachtregen zeigte sich um $5^3/_4$ Uhr morgens bei klarer Luft die in weite Fernen übersehbare Gegend durchwogt von einem blendend weißen Nebelmeer, aus dem sich in wunderbarer Schärfe in den leb-

haftesten von dunkel schwarzgrün bis tiefblau und bis dunkelblau sich nach der Tiefe des Bildes abzeichnenden Farben, die in paralleler Richtung hintereinander liegenden Höhenzüge abhoben. Dies alles überflutet von dem, erst tiefrot, dann leuchtend orangegelb und weiß durch alle Farbentöne des Spectrums laufenden Lichte der aufgehenden Sonne. Alles überspannt von einer in großen Höhen schwebenden und einen starken Contrast zu dem Weiß des untenliegenden Nebels bildenden, grauen Wolkenschicht und von dem lebhaften Grün der nahen Urwaldbäume malerisch umrahmt. Nach einer Photographie ist von einem mir verwandten Künstler das farbenprächtige Bild wiederzugeben versucht worden (s. die farbige Abbildg.). Mit völligem Aufgang der Sonne, also innerhalb weniger Minuten, war die prachtvolle Färbung verschwunden und der Nebel verwischte, sich hebend, die scharfen Konturen der Bergketten, und zerfloß in dem eintönigen undurchsichtigen Grau des tropischen Tages. Dieses wunderbar farbenprächtige Bild bot zugleich einen willkommenen Einblick in die Gestaltung des Croß-Gebietes. Das Bild zeigt in der Richtung NO. eine Reihe von hintereinander aus dem die Täler fast gleichmäßig bedeckenden Nebelmeer auftauchenden Höhenzügen, die also im allgemeinen SO.-NW. verlaufen, und wohl die Sättel einer ausgedehnten Wellenfaltung jenes ganzen Gebietes darstellen, was übrigens auch dann durch einzelne Beobachtungen am weiteren Reisewege bestätigt werden konnte. Es wurde nun von Esudan der Weg nach Bakut eingeschlagen, der über Gneis mit vereinzelten muscovithaltigen Pegmatitadern führte und nichts Bemerkenswertes bot. Der breite und wasserreiche Mun Aya, der kurz vor dem Dorfe wieder überschritten wurde, fließt ebenfalls über gewaltige Gneisblöcke, Schnellen und Fälle bildend, dahin.

Dicht hinter dem Dorfe Bakut trifft man auf kurze Entfernung, am Wege nach Enkore, die schon von Abas, aus dem Mun Aya, am Wege Basu-Esudan erwähnten, geschichteten groben Sandsteinkonglomerate auf kurze Entfernung am Ufer des Mobaté wieder aufgeschlossen, die alsbald von einem ausgedehnten Granitmassiv unterbrochen werden, dessen Rand sie

bedecken. Bald hornblendereich, bald den Biotit ganz zurücktreten lassend, und dann fast nur aus Quarz-Orthoklas bestehend, wechselt der Granit in Zusammensetzung und Aussehen mehrfach. Bei dem kleinen Flüßchen Burabeng wird er dann ziemlich plötzlich von überlagerndem Basalt abgelöst, der bald sehr steil zu dem Basaltmassiv von Enkore (171 m) ansteigt (Beschreibung des Gesteins s. unter Nr. 41).

Die hervorragende Fruchtbarkeit dieses Basaltbodens, gegenüber dem angrenzenden Sandstein und Glimmerschieferboden verdankt die Gegend der offenbar leichter erfolgten Verwitterung der den Basalt früher bedeckenden und an einzelnen Stellen noch anstehenden porösen Basaltlava- und Tuffablagerungen, die einen meist tiefgründigen Lehmboden hinterließen. Nach steilem Abstieg dicht hinter dem Dorfe, am Flüßchen Baso, befindet sich eine deutlich zu beobachtende Contactzone des nun folgenden Biotitgneises mit diesem Basalte. Es finden sich hier typische Adinolen und lagenweise scharfe Concentrationen von Feldspat- und Biotit-Schnüren, sowie schiefrige Ausbildung des Gneises. Schon nach einer halben Stunde Weges tritt man nun auf dem eingeschlagenen Wege über Nkimedschi-Mbakan-Tawo-Ossidinge in ein großes Gebiet zusammenhängender Sedimentärschichtenbedeckung ein. Anfangs sind mittel- bis feinkörnige Sandsteine zu beobachten, die nur aus Quarz, Orthoklas, Biotit oder Muscovit bestehen, bald feiner, bald gröber im Korn erscheinen und bei etwa 60° WNW. Streichen und 25° SSW. Einfallen im Flußbett des Bakuré etwas gröber werden und hier zahlreiche kohlige Pflanzenreste einschließen, die leider eine Bestimmung jedoch nicht zuließen. Abwechselnd folgen nun bald feinkörnige Sandsteine, bald grobe Konglomerate, bald mit eckigen und wenig abgerollten Granitstücken durchsetzte, fast breccienartig aussehende Sandsteine. Dicht hinter Ajajundib ist der Sandstein von eigenartig schlackig porösem Gestein überlagert, daß bei der Verwitterung in die bekannten mehrfach erwähnten kugeligen Manganconcretionen zerfällt, es scheint hier aus poröser schwammiger Basaltlava entstanden, und zwar handelt es sich, wie ich

später ermitteln konnte, um die zersetzten Reste einer von Osten her das Gelände überziehenden Basaltdecke. Deutlich zu beobachten ist hier noch der Contact von Basalt und Sandstein, der den Sandstein zum Teil mit harten manganreichen Rinden überzogen oder eine fleckig schwarze Färbung infolge Manganconcentrationsbildung hervorgerufen hat. Als Ein- oder Zwischenlagerung des feinkörnigen, weißen Quarzsandsteines finden sich bei Mbakan und Nkimedschi (95 m) blaue und rote, tonig-glimmerige Schichten, in den tieferen Taleinschnitten, in denen dann auch auf Spalten die noch näher zu erörternden Salzquellen auftreten. Das Gelände, das bis dahin ganz regelmäßig wellenförmig zu verlaufen schien, war hier teilweise deutlich verstürzt und zerbrochen. Wie auch die spätere Untersuchung und analoge Beobachtungen anderwärts im Sandsteingebiete ergaben, handelt es sich hier um Einbrüche, die durch die Auslaugung der wahrscheinlich in der Tiefe liegenden Salzablagerungen oder salzhaltigen Sandsteine entstanden. In Abb. 10 ist einer der dort beobachteten Einbruchskessel wiedergegeben.

Der weitere Weg führt dann zunächst bis Ossidinge durch das Sandsteingebiet, unzählige Schluchten, die regellos ineinandergeschoben erscheinen, kreuzend, die offenbar teils Erosionserscheinungen sind, teils aber mit der erwähnten welligen Faltung zusammenhängen (z. B. Höhe eines Wellenkammes bei km 18 vor Ossidinge 154 m). Trotz aller wild zerrissenen Schluchten und zahlreicher in den verschiedensten Richtungen verlaufender Brüche und Verwerfungen, von denen übrigens einige zu grotesken, landschaftlich hervorragend schönen Wasserfällen Veranlassung gaben (einen der schönsten, bisher unbekannten Fälle, von etwa 20 m Höhe bildet das kleine Flüßchen Akumajib, dicht am Wege, unweit Tawo), ist doch die NW.-SO. verlaufende Gesamtrichtung der Täler und Höhenzüge deutlich erkennbar, die immer wieder vom Wege durch- und überquert werden.

Bei der Station Ossidinge (72 m) fallen bei der Annäherung an das Croßflußbett eine ganze Reihe von regellos durcheinander geschobenen, häufig steiltrichterförmigen Tälern und Ver-

tiefungen auf. Es sind wieder die schon bei Aiwawa-Nkimedschi beobachteten Einbrüche. Diese versumpften Einbruchskessel bieten ohne Frage wohl einen geeigneten Boden für die Reisfarmen der Station, aber sie sind auch andererseits natürlich nicht von Vorteil für die Sanierung der als sehr ungesund erkannten Stationsgebietes. Die mit enormem Arbeitsaufwand durchgeführte gänzliche Abholzung und Vernichtung des Urwaldbestandes am Ufer wird deshalb die erwünschte Wirkung der Sanierung nur in beschränktem Maße ausüben können. Das Flußbett des Croß ist nahe der Station in einer offenbaren Verschiebung nach Norden begriffen und der Fluß hat am Südufer eine erhebliche Masse von Schottern in deutlichen Terrassen abgelagert, auf denen die Stationsgebäude angelegt sind, während er am Nordufer sich unmittelbar in die Sandsteinfelsen eingegraben hat. Auch alluvialer sehr gut zur Herstellung von Ziegeln geeigneter Lehm findet sich an den Hängen dieser Terrassen. Trotzdem und obwohl auch der Sandstein in gewissen Schichten gutes Baumaterial liefern würde, bestanden die Wohn- und Dienstgebäude der Station bedauerlicherweise damals nur aus Lehmhütten und Wellblechbaracken.

Im Bette des Croß und seiner kleinen Zuflüsse sollen bei der größten Trockenheit unterhalb der Station einige Salzquellen zu Tage treten, die angeblich auch von den Eingeborenen zur Salzkocherei verwendet werden. Bei meinem Dortsein konnte ich salzhaltige Quellen des hohen Wasserstandes wegen nicht feststellen; dieses Vorhandensein von Soolquellen ist aber durchaus wahrscheinlich.

In der Folge begab ich mich nach dem oberhalb Ossidinge am Croß gelegenen Mamfe, wo ich während der folgenden Regenzeit Quartier aufschlug, um von hier aus in einzelnen Reisen das Sandsteingebiet näher zu erforschen. Der Weg Ossidinge-Mamfe am linken Croßufer führte durch gleiche Sandsteinschichten, wie vor Ossidinge, zunächst nach Essagim, dann über Nschang nach Mamfe. Die Oberflächengestaltung ist die schon erwähnte. Stark verbrochene Schichten bilden wirr ineinander-

greifende Täler, die vertieft durch die Erosion, mit vielfach gewundenen Höhenrücken, und teils steilen Abfällen abwechseln. An verschiedenen Stellen, so unter anderem am Übergang über den Aibabat, lassen sich noch deutlich Brüche feststellen. Hier sind in einem Wasserfall die weicheren, unter harten, gröberen Sandsteinbänken liegenden, feinkörnigen Sandsteinschichten vom Wasser ausgewaschen und bilden eine große Höhle, in der bequem 20—30 Menschen Platz haben. Das Streichen wurde dort zu OW., das Einfallen mit 15° S. gemessen. Es scheint sich hier um Parallelbrüche des später zu erwähnenden großen Croßtalbruches zu handeln. Im übrigen wechselt häufig sehr feinkörniger Quarzsandstein mit mittelkörnigen und groben Sandsteinen und Konglomeratbänken. Die Entstehung aus Granitgrus läßt sich hier nicht mehr gleich deutlich erkennen, wie am Rande des sedimentären Gebietes, doch handelt es sich auch hier um ein Gemenge von Quarz-, Glimmer- und Feldspatkörnchen, von denen die letzteren stark kaolinisiert und vielfach in reinen weißen oder eisenschüssigen Ton umgewandelt sind und das Zement des Sandsteins bilden. Der Biotit ist meist zersetzt (chloritisiert). Vorherrschend findet sich aber Muscovitglimmer, der häufig in feinster Verteilung das Zement durchsetzt. Dem höheren Grade der Zersetzung entsprechend ist auch der Sandsteinboden hier von vorzüglicher Fruchtbarkeit. Freilich wird der Sandsteinacker- oder Farmboden noch schneller durch die Kultur erschöpft sein, als etwa Basaltverwitterungsboden. Aus Erfahrung wissen die Eingeborenen dies wohl, denn sie nehmen im Sandsteingebiet viel schneller einen Platzwechsel ihrer Farmen vor. Natürlich fällt dies bei der Methode der Farmbearbeitung, die meist nur die alleroberste Humusschicht mit der flachen Hacke umkehrt, erst recht ins Gewicht, während bei tiefgründigem Pflügen dasselbe Farmstück wohl weit länger gute Erträge liefern würde. Die Eingeborenen ziehen es indessen vor, sobald die obere humusreiche Schicht durch den Anbau ausgenutzt ist, eine neue Farm durch Fällen der Urwaldbäume herzurichten, während die alte (nur

oberflächlich), erschöpfte Farm durch jahrelange Brachezeit, in der der Boden von niederem Busch und Unkraut überzogen wird, ihren Humusgehalt der oberen Schichten wieder ergänzt. Das Urwaldschlagen und die Herrichtung eines Urwaldbodens zur Farm ist den Negern eben eine gewohnte Arbeit, während sie das Pflügen gar nicht kennen. Erst die Steigerung des Landwertes wird auch hier auf die intensivere Ausnutzung des Bodens einwirken, so lange genügend jungfräuliches Urwaldgebiet vorhanden ist, hat der Neger keinen Grund, von seiner Gepflogenheit abzugehen.

Sehr selten gestatten die wenigen zusammenhängenden Aufschlüsse eine Feststellung des Schichtenverlaufes. Meist bestehen die Schichten aus ganz gleichmäßigen Sandsteinen ohne erkennbare Schichtung, etwa vergleichbar unserem Heuscheuersandstein. Bei Nschang (122 m), ebenso im Baki vor Nschang, zeigten zahlreiche große Basaltgeröllblöcke die Nähe eines Basaltvorkommens an, das dann auch auf einer späteren Reise unweit davon aufgefunden wurde (s. Gest.-Beschr. Nr. 50, 51). Weiteren Einblick in die Lagerungsverhältnisse der Schichten ergaben dann erst mehrfache Reisen vom Stützpunkt Mamfe (122 m) aus, und die Beobachtung der am Orte selbst in vorzüglicher Weise durch den Croß aufgeschlossenen Schieferschichten, für die ich deshalb in der Folge den Namen Mamfeschiefer anzuwenden vorschlage.

An der linken Uferseite des Croß (Anlegestelle der Canus, Barkassen und Leichter der Gesellschaft Nord-West-Kam. und ihrer dort gelegenen großen Faktorei) ist vom Strom am etwa 20 m steil ansteigenden Ufer eine ganze Schichtenfolge angeschnitten, aber natürlich meist überrollt und verschüttet und nur bei niedrigem Wasserstande bis in größere Tiefen zu beobachten. Abbildung Nr. 11 zeigt das Ausstreichen der Schieferschichten am Croßufer. Durch Schachtarbeiten, die mit der Errichtung der dort erbauten ersten maschinellen Anlage zur Entschalung der rohen Palmenkerne in der Kolonie in Verbindung standen, war das Profil zum Teil schon gut erschlossen und konnte durch ver-

hältnismäßig geringe Schürfarbeiten noch vervollständigt werden. Es wurde hier nachstehende Schichtenfolge vom Wasserspiegel des Croß nach oben fortschreitend, also vom Liegenden zum Hangenden, festgestellt.

**Profil I** am Croß-Ufer bei Mamfe:

0,65 m **kalkig-kieselig-schiefrige Bank.** Sehr hart, enthält einzelne kohlige Pflanzenreste. Durch dünne, reinere Kalkzwischenlagen, im Querbruch bandartig gestreift.

0,90 „ **Schiefer**, stark muscovithaltig. Abwechselnd grobkörnig und sehr fein und dicht, dann mit einzelnen eingelagerten Kohlenflözchen bis 4 mm Stärke und linsenartigen kohligen Anhäufungen.

1,06 „ **kalkige Bank** (auskeilend, linsenartig).

0,50 „ **Schwarzer Schiefer mit Fischresten!** Wenig bituminös in den feinschiefrigen Lagen. Wechselnd fein und grobschiefrig, mit 5 linsenförmig auskeilenden 2 bis 3 cm dicken kalkig-dichten glimmerreichen Bänken. An der Basis stark mit kohligen Pflanzenresten durchsetzte sandig-glimmerreiche Schichten, Kohlen-Linsen, bis 7 mm stark, und ganz sandige Zwischenlagen mit Kohlenresten (vergl. hierzu Teil X).

0,25 „ **harte kalkig-tonige Bank.** Sehr dicht, wenig schiefrig, mit kohligen Pflanzenresten (Häcksel).

0,60 „ **Schiefer.** Muscovitreich, grobschiefrig, schwarz-braun.

0,12 „ **kalkig-kieselige Bank,** sehr hart.

1,65 „ **Schieferton,** hart, grobschiefrig-plattig, sehr dicht, glimmerreich, nach oben dickschiefriger werdend und hier kohlige Pflanzenreste enthaltend, sehr wenig mergelig, bituminös.

0,20 „ **kalkig-sandige Bank.** Grobkörnig, mit größeren Schieferrollstücken, glimmerreich.

0,60 „ **Schiefer.** Stark sandig, grobkörnig, stark mit Pflanzenresten durchsetzt, grob-plattig-schiefrig, glimmerhaltig.

0,25 „ **Sandsteinbank.** Hart, dicht, etwas kalkig und glimmerführend.

2,00 m **Sandstein-Schiefer.** Nur wenig schiefrig, mit kohligen Pflanzenresten, mit 6 eingelagerten kalkig-sandigen glimmerreichen harten Zwischenlagen, 1—4 etwa 0,05 m, 5 und 6 0,18 m stark.

0,10 „ **Sandsteinbank.** Etwas glimmerreich mit Gastropodensteinkern (unbestimmbar).

3,00 „ **Schiefer.** Ohne zwischengelagerte Sandsteinbänke, bituminös, mit zahlreichen Kalkknauern, in gewissen Horizonten.

1,00 „ **Konglomeratbank,** sehr tonig bröckelige Bank mit zahlreicheu Schiefer- und kalkigen Rollstücken (auf dieser steht die Ölfabrik).

Mehr als 25 m. Es folgen nach oben (am Croßufer oberhalb aufgeschlossen) wechsellagernde **Schieferschichten** und **Sandsteinbänke,** mit Überwiegen der letzteren, die häufig nur durch ganz dünne Schieferzwischenlagen getrennt sind. Die sandigen Bänke selbst sind zum Teil in sich schiefrig. Darauf folgen, nach etwa 8 m, bankige, kalkhaltige Sandsteine, die nach etwa 6 m in dichte ungeschichtete **Sandsteine** übergehen (Aufschlüsse der Steinbrüche).

Unterhalb des Wasserspiegels des Croß setzen sich noch etwa 10—12 m die Schieferschichten in die Tiefe fort und sollen bei niedrigstem Wasserstande im Flußbett zu beobachten sein.

Außer einem unbestimmbaren Gastropodensteinkern und zahlreichen ebenfalls unbestimmbaren kohligen Pflanzenresten (Häcksel) konnten in diesen Schichten nur einige Fischreste[1]) aufgefunden werden. Diese Reste hatte Herr Professor Dr. Jäkel die Güte näher zu untersuchen. Das Ergebnis dieser Untersuchungen wird in besonderem Abschnitt von Herrn Prof. Jäkel liebenswürdiger Weise selbst (Teil X) erörtert werden. Danach lassen diese Reste auf cretacisches Alter, wahrscheinlich jung-

[1]) Ganz kürzlich sind der Kgl. Geol. Landesanstalt zu Berlin aus denselben Schichten noch eine große Zahl wohlerhaltener und vollständiger Fischabdrücke von Mamfe zugegangen, deren Bearbeitung wohl weiteres Licht über das Alter der Croß-Schichten verbreiten dürfte.

cretacisches, schließen, und zwar handelt es sich jedenfalls um Brackwasserbildungen, also etwa unserem europäischen Wealden entsprechende Ablagerungen, was auch die übrigen Reste, sowie der petrographische Charakter der Schichten zu bestätigen scheinen.

Das Streichen wurde hier und im nahen Sandsteinbruchaufschluß zu 8° NNW.-SSO., das Einfallen zu 23° nach WSW. festgestellt. Die obere Schichtenreihe ist teilweise in einigen Steinbrüchen aufgeschlossen, die im SSO. und SO. des vorstehenden Profils gelegen sind. Danach sind in dem entfernter von der Faktorei und etwas höher gelegenen Bruch etwa die mittleren Schichten der oberen 25 m des vorstehenden Profils sichtbar. Am Grunde des, in diesem Sandsteinbruche beobachteten Profils, walten schiefrige Sandsteine neben einzelnen 5—20 cm starken Sandsteinbänken vor (3 m), diese Bänke werden nach oben immer dichter und stärker und gehen dann in mehrere Bänke von ca. 40 cm Mächtigkeit und deutlicher Quaderung über. Die zwischengelagerten, die Bankung hervorrufenden weicheren Schichten bestehen aus sandigem, glimmer- und tonreichem Material. Die gesamte hier beobachtete Mächtigkeit beträgt 6 m. Mit aller Bestimmtheit läßt sich das Profil natürlich nicht horizontisieren, da Fossilien nicht aufgefunden wurden und die Schichten hier schon eine Verschiebung gegen das Profil I zeigen. Sie streichen hier etwa 29° und fallen mit 17° SW. ein. Überall sind die Spuren von Änderungen in der Lagerung festzustellen. Wenig flußabwärts der Bootslandestelle z. B. sind die Schichten gänzlich verbrochen und in einzelne Schollen aufgelöst. Der tief eingreifende Creek und die Talbildung südlich der Faktoreigebäude verdanken ihr Entstehen offenbar tektonischen Vorgängen. Es scheint hier sich nicht hauptsächlich, wie bei Ossidinge um Einbrüche infolge Auslaugens tiefer gelegener Salzschichten zu handeln. Allerdings soll auch hier im Innern des Creeks eine Salzquelle vorhanden sein, aus der die Bewohner zur Trockenzeit Soole schöpfen und sie auf Salz einkochen, doch konnte in der Zeit meines Aufenthaltes die Quelle bei dem hohen Wasserstande der Regenzeit nicht beobachtet

werden. Eine in der Nähe angesetzte Handbohrung, die etwa über die Lage der salzführenden Schichten hätte Aufschluß geben können, mußte aufgegeben werden, da die harten eisenschüssigen Verwitterungsrinden der verbrochenen Sandsteinschollen dem senkrechten Eindringen des Bohrers unerwartete Schwierigkeiten bereiteten. Allenthalben sind Brüche und Sprünge zu beobachten, namentlich nach dem Ufer des, oberhalb Mamfe in den Croß mündenden Bali, der zum Teil auf einer Bruchspalte zu fließen scheint.

Die noch höher gelegenen Sandsteinschichten sind im näher der Faktorei gelegenen Bruche aufgeschlossen, es sind dichte, fast ungeschichtete Sandsteine, die nach oben von unregelmäßigen Sprüngen zertrümmert sind, von denen die Verwitterung concentrisch nach dem Innern fortschreitet und eigenartige, schalige Absonderung hervorruft. Durch diese Zersetzung des ursprünglich weichen Zementes werden diese angewitterten Sandsteine nach Verlust der Bergfeuchtigkeit sehr fest und hart, während der frische unzersetzte Sandstein für Bauzwecke zu weich ist und leicht durch Verwitterungseinflüsse zerfällt. Auf den Spalten und Sprüngen dieses Sandsteins sind häufig Adern von fast reinem Brauneisenstein, als Zersetzungsprodukt des Sandsteinzements ausgeschieden.

Bisweilen zeigt der frische Sandstein, besonders in einzelnen Schichten, deutliche Kreuzschichtung.

Ein sehr klar aufgeschlossenes Profil, im SO. des Prof. I in etwa 2 km Entfernung gelegen, fand sich durch einen kleinen linken Nebenfluß des Bali angeschnitten, dicht oberhalb der Mündung des Bali in den Croß. Ob dieses Profil II die liegenden oder hangenden Schichten des Profils I umfaßt, konnte bei dem Mangel jeglicher bestimmbarer Fossilien und dem Vorhandensein zahlreicher Anzeichen tektonischer Störung nicht mit absoluter Sicherheit ermittelt werden. Vermutlich handelt es sich jedoch um die hangenden Schichten von Profil I, d. h. um dieselben, die aus dem von Mamfe entfernter gelegenen Steinbruch erwähnt worden sind. Der Bali ist in seinem letzten von SO. nach NW. verlaufenden Teile sehr tief und schlammig und scheint

hier auf dem Ausstreichen der liegenden Schieferschichten zu fließen. Der erwähnte kleine Flußlauf stürzt, Wasserfälle bildend, über zahlreiche untereinanderliegende Terrassen, zuletzt über die unterhalb der 1,50 m hohen Quadersandsteinbank gelegene dichte Sandsteinschicht senkrecht zum Bali ab. Die weicheren Schieferschichten sind meist ausgewaschen und es entstanden weite Wasserbecken, deren vorderer Überlaufrand von den härteren herausragenden Sandsteinbänken gebildet wurde, wodurch prachtvolle Cascaden entstanden. Das Streichen wurde hier zu 315, das Einfallen 20° WSW. gemessen.

Es ergab sich nachstehendes **Profil II** vom Wasserspiegel des Bali aus, also vom Liegenden zum Hangenden gemessen:

1,75 m massige **ungeschichtete Sandsteine**, teilweise vom Bali bedeckt, darunter Schiefer.
1,50 „ **Quadersandsteinbank.**
0,15 „ **Sandstein**, weich, wenig schiefrig.
0,05 „ **Sandschiefer.**
0,70 „ **Quadersandsteinbank.**
1,00 „ **Tonschiefer**, schwarz, dicht, bituminös.
0,30 „ **Sandsteinbank**, regelmäßig gequadert, hart, weiß, feinkörnig.
0,20 „ **Tonschiefer**, schwarz, dicht, bituminös.
0,55 „ **Schiefer**, dickplattig, sandig, grau, feinkörnig, glimmerreich.
0,40 „ **Sandstein**, hart, wenig schiefrig.
0,45 „ **Sandstein**, sehr schiefrig, grau, feinkörnig, glimmerreich.
0,70 „ **3 Sandsteinbänke.** Hart, weiß, feinkörnig, quadrig, sehr muscovitführend, durch dünne, tonige Lagen getrennt.
1,50 „ **Sandschiefer**, tonig, hell, in wiederholter Wechsellagerug mit bis 0,20 m starken, harten, feinkörnigen, weißen Sandsteinbänken.
0,20 „ **Tonschiefer**, sandig, hell.
0,50 „ **Tonschiefer**, schwarz, dicht, plattig abgesondert, mit kohligen Pflanzenresten, bituminös.
1,70 „ **Tonschiefer**, grau, weich, wenig schiefrig, glimmerreich, schwach sandig.

0,20 m **Sandstein**, weiß, feinkörnig, hart.
0,15 „ **Tonschiefer**, blau, dicht, wenig bituminös.
0,55 „ **Schiefriger Sandstein** in 6maligem Wechsel mit reinen harten Bänken.
0,05 „ **Sandstein**, schiefrig durch kohlige Zwischenlagen.
0,20 „ **Sandsteinbank**, gelb bis weiß.
0,05 „ **Sandstein**, sehr weich, gleichmäßig dicht.
0,30 „ **Sandstein**, gelb, feinkörnig, quadrig.
0,15 „ **Sandstein**, hellgrau, tonig, glimmerreich.
0,30 „ **Sandstein**, feinkörnig, weiß bis gelb, sehr mucovithaltig.
0,40 „ **Sandstein**, schiefrig, grau, glimmerhaltig, feinkörnig, in dicker, gleichmäßiger Bank.
0,15 „ **Sandstein**, sehr tonig, weich, schiefrig.
0,20 „ **Sandsteinbank**, sehr feinkörnig, weiß-gelb.

Mit einer in den obersten Sandsteinschichten unweit Mamfe angesetzten bis 12 m niedergebrachten Handbohrung wurde nur dichter, bald grob-, bald feinkörniger Sandstein aufgeschlossen, mit weicheren tonigen Zwischenlagen und teilweise sehr tonig-glimmerreichen bald blauen, gelben, grünen oder rötlichen Zwischenlagen, ähnlich wie sie nahe bei Ajukaba (Aiwawa) anstehend schon festgestellt wurden.

In dem verhältnismäßig übersichtlichen, waldfreien Gelände dicht bei der Faktorei konnte dem Leiter derselben sein Wunsch, geeignete Stellen für die Beschaffung von Bausteinen, Lehm (als Bindemittel) und für die Anlage eines Grundwasserbrunnens bezeichnet zu erhalten, leicht erfüllt werden. Erstere sind in den erwähnten Sandsteinbänken, deren brauchbarste bezeichnet wurden, reichliche Lehmablagerungen an den Hängen der dicht bei der Faktorei gelegenen Täler durch entsprechende Untersuchung festgestellt worden. Eine zur Brunnenanlage vorzüglich geeignete Stelle konnte dicht bei dem Wohnhaus des Faktoreileiters angegeben werden, die übrigens auch ohne Schwierigkeiten für die Kesselanlage der Ölfabrik nutzbar gemacht werden könnte. Bei der neuerdings wieder, wie verlautet, in Aussicht genommenen Verlegung der Regierungs-Station Ossidinge nach Mamfe wäre etwa diesen Ver-

hältnissen schon bei der Anlage der Station Rechnung zu tragen. Ganz entschieden muß aber von der Errichtung der Station auf den zwar hochgelegenen, aber sumpfigen Sandsteinplateaus des rechten Croßufers, vom geologischen Standpunkte aus, abgeraten werden. Es wird später auf die geologischen Verhältnisse des rechten Croßufers noch zurückzukommen sein.

Zunächst seien noch die weiteren Untersuchungen und Beobachtungen auf der linken Croßseite erörtert.

Auf einem Erkundungsmarsche nach dem Dorfe Bissomawang wurden mehrfach rote, blaue und grüne tonig-glimmerreiche Einlagerungen im massigen, bald fein-, bald mittelfeinkörnigen Sandstein der oberen Schichten beobachtet, die jedenfalls Teilen der Schichtenfolge des Profils II entsprechen.

Einige, unweit Mamfe gelegene Rinnsale und Bachläufe zeigten erhebliche Mengen von schwarzem, schwerem Sande, der sich meist als Titaneisen mit wenigen Körnern Magneteisenerz herausstellte, auch einige Gerölle von Turmalinquarzfels mit deutlichen strahligen Turmalinabsonderungen (s. Gest.-Beschr. Nr. 52) wurden beobachtet. Beide Funde legten die Nähe von Contacten irgend welcher Eruptivgesteine oder die pegmatitischer Gänge nahe. Ich vermute, daß es sich um die Contacte der später nicht sehr entfernt aufgefundenen Basaltmassive handelt, da in einiger Entfernung schon mehrfach Basaltgerölle beobachtet werden konnten. Das Gebiet des Dorfes Bissomawang selbst weist Basalt-Verwitterungs-Boden auf.

Eine weitere Reise galt der eingehenderen Untersuchung der Salzquellen bei Aiwawa-Ewinsi. Zunächst wurde auf dem Wege nach dort bei Nschang das Basaltgebiet erreicht, das auf dem Wege über Batop, Mpot, Ogomoko, Afab durchquert wurde. Dicht bei Mbakang wurde der erste Sandstein wieder festgestellt.

Es bestätigte diese Reise die schon früher gewonnene Auffassung, daß östlich des Weges Esudan-Ossidinge die Sandsteinschichten von Basaltdecken überlagert sind, die auf weite Erstreckung eine sehr fruchtbare Ebene geschaffen haben und dadurch Veranlassung zu den volkreichen Ansiedelungen dieser

Gegend gaben und gleichzeitig ein sonst im ganzen bereisten Gebiete nicht gefundene, fast ununterbrochene, weit ausgedehnte ebene Geländefläche bildeten.

In der Nähe der Soolquelle bei Aiwawa wurde das Streichen der Sandsteinschichten zu 130 Einfallen 2—3$^{0}$ NO. bestimmt, an anderen Stellen schwankte es bis 11$^{0}$ und wurde auch nach NW. beobachtet. Die sämtlichen bei Aiwawa, Ewinsi Nkimedschi, Mbakan entspringenden Soolquellen liegen nahe dem Rande der Basaltbedeckung der Sandsteine. Der Ort Ewinsi selbst liegt auf Basalt, die Soolquelle des Dorfes tief im Flußtal am linken Ufer des in die Sandsteinschichten eingeschnittenen Akulajib, die von Aiwawa am rechten Ufer dieses Flusses. Die Quelle von Nkimedschi-Mbakan liegt am Ufer des Bakabé. Das Flußtal des Akulajib bildet am Wegübergange eine etwa 300 m breite sumpfige Ebene (Grabensenke) und steigt am rechten Flußufer dann ziemlich schnell steil am Sandsteinhange an. Der Sandstein ist von mehreren nach verschiedenen Richtungen meist NO. verlaufenden Sprüngen durchzogen, auf denen die Soolquellen teils vom Flußwasser bedeckt, teils zwischen auflagernden Gerölle- und Schuttmassen empordringen, und zwar unterhalb des Hochwasserspiegels der Flüsse.

Dicht beim Dorfe Ewinsi findet sich im Tale zweier kleiner Nebenflüßchen des Akulajib eine ganze Folge von Sandsteinschichten aufgeschlossen, deren oberste schiefrige, rote und grüne glimmerreiche Sandsteine bilden, dann folgt nach unten bankiger mittel- bis grobkörniger gelber Sandstein, deutlich schiefrigplattige, bald dünne, bald mächtigere Schichten roten und grünen, hier feinschuppig, kalkig-chloritischen Tones, wie er auch in der Nähe der Quelle bei Aiwawa beobachtet wurde. Diese Schichten scheinen äquivalent den oberen Sandsteinbänken über dem Profil I bei Mamfe, also Teilen des Profils II, zu sein. Es sind dies wahrscheinlich die liegenden Schichten jener massigen ungeschichteten Sandsteine der umliegenden und bis Ossidinge durchquerten Höhen und des Hangenden der Schiefer bei Mamfe.

Die Quelle von Aiwawa liegt etwa 65 m über Meereshöhe.

Das Dorf Nkimedschi 115 und Aiwawa 103,5 m (nach eig. hypsom. Messg.). Über die wirtschaftliche Bedeutung dieser Salzquellen und ihre heutige Verwendung durch die Eingeborenen, verweise ich auf die bezüglichen Ausführungen meines vorläufigen Berichtes (Mitteilung a. d. d. Schutzgebieten, H. 1. 1908). Die genaueren von den gesammelten Proben im Labor. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. zu Berlin ausgeführten Analysen ergaben nachstehende Resultate:

Im Liter enthält die Soole von Aiwawa:

| | a) selbst entnommen (nach Fassung der Quelle) | b) von den Eingeborenen geschöpft | c) Mutterlauge von 100 l Soole von Ajukaba enthielt im Liter: |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 0,023 g | 0,060 g | 0,651 g |
| $Fe_2O_3+Al_2O_3$ | Spur. | Spur. | $Fe_2O_3$ 0,192 „ / $Al_2O_3$ 0,186 „ |
| $CaO$ | 0,069 „ | 0,113 „ | 0,489 „ |
| $MgO$ | 0,076 „ | 0,107 „ | 0,530 „ |
| $K_2O$ | 0,154 „ | 0,157 „ | 2,853 „ |
| $Na_2O$ | 15,580 „ | 15,184 „ | 111,38 „ |
| Cl | 17,620 „ | 17,750 „ | 129,149 „ |
| $CO_2$ | 0,206 „ | 0,424 „ | 1,350 „ |
| $H_2SO_4$ | Spur. | Spur. | Spur. |
| J + Br | nicht nachweisbar | nicht nachweisbar | nicht nachweisbar |
| Ges. R. | 29,562 g im l. bei 180° getrocknet. | 29,962 | 214,9884 |

Dies entspricht bei a 28,95 g NaCl und somit einem Salzgehalt von rund 6 Gewichtsprozenten in der Soole.

Das Salz (selbst abgedampft) enthielt:

| | | | |
|---|---|---|---|
| In HCl Unlösl. | 0,13 v. H. | $Na_2O$ | 52,37 |
| $SiO_2$ | 0,06 „ | Cl | 59,92 |
| $Fe_2O_3$-$Al_2O_3$ | 0,14 „ | $CO_2$ | 0,12 |
| $CaO$ | 0,22 „ | $H_2SO_4$ | Spur. |
| $MgO$ | 0,26 „ | | |
| $K_2O$ | 0,48 „ | | |

Feuchtigkeit bei 105° C: 0,08. J+Br. nicht nachweisbar.

7*

Dies entspricht 99,85 v. H. NaCl.

Danach hätte die Soole von Ajukaba (Aiwawa) etwa einen Gehalt von 6 v. H. und war wenig durch fremde Bestandteile verunreinigt, besonders nach dem Fassen der Quelle. Kali ist nur in sehr geringen Mengen vorhanden, während J und Br. selbst nicht in Spuren in den Mutterlaugen nachweisbar war, auch $H_2SO_4$ fehlt fast ganz. Vielleicht ist hiernach der Schluß berechtigt, daß die Quellwässer nur salzhaltigen Sandsteinschichten entstammen. Auffällig ist der $CO_2$-Gehalt, der sehr wahrscheinlich an CaO-MgO gebunden ist, während $H_2SO_4$ fehlt, danach scheint das Quellwasser mit Gips oder Anhydritschichten nicht in Berührung gekommen zu sein.

Die Abb. Nr. 12 zeigt die Quelle nach der Beendigung der Arbeiten zu ihrer Fassung.

Die primären Salzablagerungen sind nach meinen Beobachtungen mit großer Wahrscheinlichkeit in den liegenden Schichten der später bei Mamfe und auf dem rechten Croß-Ufer bei Kescham und Ayang aufgefundenen bituminösen Schiefer zu vermuten. Die Soolen treten an Stellen deutlicher tektonischer Wirkungen (Verwerfungen, Spaltenbildung, Brüche usw.) zu Tage, die an einzelnen Stellen wohl in Zusammenhang mit den jüngeren Basaltlavaausbrüchen zu bringen sind. Auffallend ist das Fehlen von Salzquellen auf dem ganzen rechten Croßufer, trotzdem auch hier Verwerfungen und tektonische Veränderungen jüngeren Datums nicht gerade selten zu sein scheinen und es sich immerhin um ein größeres zusammenhängendes Sandstein-Schiefergebiet handelt.

Besonders fehlen die Solquellen auch im stark tektonisch veränderten Gebiete am linken Croß-Ufer jenseits des Bali. Man wird vielleicht daraus auf eine Beschränkung des Vorhandenseins der liegenden salzführenden Schichten und Sandsteine auf ein kleineres etwa östlich nur bis Mamfe reichendes Sedimentärbecken schließen können.

Erwähnenswert ist noch der Umstand, daß mit dem Emporquellen der Soole an mehreren Stellen das Entweichen von Gasen beobachtet werden konnte, die mit blauroter Flamme verbrannten

und die ich als Kohlenwasserstoffe ansprechen möchte, ihr Auftreten kann nach der Feststellung bituminöser Schiefer im Liegenden der anstehenden Schichten nicht überraschen, konnte ich doch aus den bituminösen Schiefern bei Mamfe ein ziemlich reichliches Destillationsprodukt erhalten, ein gelb-braunes dickflüssiges Öl, in Farbe, Geruch und Aussehen ganz ähnlich dem mir von Logobaba (Duala) bekannten Erdöl.

Einen weiteren in der Nähe gelegenen Schichtenaufschluß bot das Bett des Monäiboka, eines kleinen Nebenflusses des Bakabé an dem Wegübergange, dicht bei den Quellen von Nkimedschi-Mbakan, am früher bereits berührten Wege Nkimedschi-Baran, der abermals zwecks eingehender Untersuchung der Lagerungsverhältnisse eingeschlagen wurde. Das Einfallen ist hier zu 10—12° NO. Streichen SO.-NW. bestimmt worden. Der Weg durchschneidet dort, in SW. Richtung verlaufend, erst die blaugrünen, tonigen Schichten von Aiwawa, dann den Berghang hinauf erst feinkörnige, dann gröber werdende weiße bis gelbe Sandsteine. Hinter dem Morambo dicht vor dem ehemaligen Tsitako folgen harte Konglomeratbänke mit steilem Abfall zum Fluß auf halber Höhe von großen Geröllen roten Biotit-Granitites erfüllt, die offenbar einem unweit davon zwischengelagerten Massiv roten Biotit-Granitits entstammen. Bei dem alten Tsitako, da wo der Weg nach Ewuri abzweigt, finden sich auf dem bis dahin alles überdeckenden Schwemmlande erst Sandsteinbrocken, dann schwarze Schiefer, es folgt dann offenbar von Basalt überdeckter Schiefer oder Sandstein. Dicht vor dem Ejemane streichen dann in der obigen Lage Schiefer aus, dann folgen sehr feinkörnige und im Fluß selbst etwas gröbere, weiße bis graue, glimmerreiche Sandsteine. Jenseits des Flusses findet sich von Verwitterungsprodukten (basaltischen Ursprungs) überdeckt, offenbar Schiefer, grauer, roter und weißer Sandstein, der sich vielfach in einzelnen Schollen und Bruchstücken zeigt und schließlich im Flußlauf des Baran die bereits früher erwähnten, konglomeratischen, bankigen Sandsteine mit dünnen schiefrigen Zwischenlagen bildet, in denen viel kohlige Pflanzenreste liegen. Hier ist das Einfallen im Gegensatz zu den an

anderen Stellen gemessenen mit etwa 3⁰ NW. bestimmt worden, die einzelnen Sandsteinbänke sind dort 50—60 cm stark.

Der Rückweg von Aiwawa nach Mamfe wurde zunächst wieder nach Tsitako-Abokum und von dort über Ewuri-Kembon-Ossing-Bissomawang genommen durch das bereits erwähnte Basaltdeckengebiet, aus dem nur kurz vor den ersten Hütten von Ossing, auf geringe Erstreckung wieder ein roter Biotit-Granit hervorragt. In dem später von Mamfe aus am linken Croß-Ufer über Tinto eingeschlagenen Weg nach Bamenda (der direkte Weg am rechten Croßufer über Widekum war damals des feindlichen Verhaltens dieses Häuptlings wegen, noch nicht benutzbar) konnten die Sandsteinschichten bis in die Gegend von Feinschang am Fuße der Ali-Berge verfolgt werden. Bei Badschu Akakbe von einem eruptiven Ganggestein, einem Bostonit (s. Gest.-Beschreibung 55—57), in dem sporadisch Gold gefunden wurde (s. hierüber Näheres vorl. Mitteilung), und von einem Granitstock (Gest.-Beschreibung 58) unterbrochen, sind sie am Fuße der Ali-Berge, offenbar durch die aufgelagerten Trachyte der Aliberge metamorph verändert und vielfachen Störungen unterworfen gewesen. So wurde unweit Akakbe das Str. O.-W. und Einf. mit 24⁰ N. gemessen, während die im Wasserlauf des Mamuë anstehenden, infolge starker Pressung stenglig zerfallenden Schiefer- und Sandsteinschichten etwa 7⁰—25⁰ Str. und etwa 40⁰ SSO. Einf. zeigten (vergl. Gest.-Beschreibung Nr. 59, 60).

Wir wenden uns nun dem rechten Croß-Ufer zu.

Es muß hier zunächst eines Fundpunktes von Schiefer Erwähnung getan werden, der mir die erste Kunde vom Vorhandensein dieser Schiefer überhaupt brachte. Vom Oyi-Flusse, dicht bei dessen Mündung in den Croß, hatte der damalige Bezirksleiter von Ossidinge, Oberleutnant Buthut, der ein großes Interesse der geologischen Forschung entgegenbrachte, und selbst auf allen seinen Reisen eifrig sammelte (seine Sammlungen sind dem Naturhistorischen Museum in Berlin überwiesen worden, harren aber bisher, soviel mir bekannt, noch der Bearbeitung), mir schon in Esudan eine Probe eines bituminösen und stark gequetschten fast phyllitisch aussehenden Schiefers vorgelegt, der

teilweise von einzelnen etwas kalkigen Knoten dicht durchschwärmt war. Dies Gestein war für Kalk gehalten worden. Die damit in einem Ziegelofen vorgenommenen Brennversuche hatten zwar ein negatives Resultat ergeben, doch konnte die interessante Tatsache festgestellt werden, daß die Ziegel in der Nähe der Haufen des Oyi-Schiefers wesentlich mehr Hitze erhalten, also besser gebrannt waren, was bei der Tatsache des Bitumengehaltes leicht erklärlich schien. Leider war es mir der ungünstigen Regenzeit und anderer schwieriger Verhältnisse wegen nicht möglich, die Fundstelle selbst zu besichtigen. Ich gehe wohl nicht fehl, wenn ich diese Schiefer bei dem mehrfach erörterten Allgemeinstreichen der Schichten mit denen vom Mamfe identifiziere, die hier nur lokal gestört und in knotig-phyllitische Schiefer umgewandelt sind, allerdings muß vorläufig aus Mangel an Aufschlüssen und Vergleichsmomenten, wie etwa Fossilien oder genaue stratigraphische Aufnahmen noch die Frage, ob es nicht etwa ältere, liegende Schiefer sind, offen bleiben (s. Gest.-Beschr. 42, 43). Die erstere Auffassung gewinnt an Wahrscheinlichkeit durch das Auftreten von schwarzen, bituminösen Schiefern bei Kescham und Ayang am rechten Croß-Ufer, deren Nachweis mir auf einer Reise über Bakum-Kescham dem Laufe des Moane aufwärts bis Amebessu und von dort dem Mao abwärts folgend über Bakum nach Mamfe zurück, gelang.

Zunächst fiel auf dieser Reise der jenseits des Stromes bemerkbare deutliche Gesteinswechsel am rechten Croß-Ufer auf, wo keine Spur der Mamfe-Schiefer, dagegen sehr grobe, harte, eisenschüssige Sandsteinschichten, mittelfeinkörnige ungeschichtete Sandsteine überlagernd, sich dort fanden, wo dem Einfallen der Schichten gemäß jenseits Schiefer zu erwarten gewesen wären. Eine genauere Erkundung der Croß-Ufer an der oberhalb der Balimündung beginnenden Enge, zeigte, daß hier, ganz offenbar eine erhebliche Verwerfung, ein Bruch vorliegt, dem der Stromlauf heute im Großen und Ganzen entspricht, und zwar so, daß auf dem rechten Croß-Ufer die höher gelegenen, auf dem linken Ufer längst erodierten Schichten stehen geblieben sind.

Nicht nur bis zu 25 m hohe Steilufer in der Enge, wie sie die Abbildungen Nr. 13 und 14 zeigen, das hier ganz anders verlaufende Streichen und Einfallen der Schichten, sondern auch zahlreiche in der Stromrichtung verlaufende Abbrüche, die Terrassen in den Sandsteinschichten bilden, weisen darauf hin.

Die erwähnten harten Konglomeratsandsteine bilden hier und an mehreren Stellen am Wege nach Kescham eine für die Vegetation undurchdringliche Schicht und so entsteht hier das merkwürdige Bild großer mitten von dichtestem Urwald umgebener, freier oder grasbewachsener Gesteinsflächen, deren weiße Flecken man vom jenseitigen Ufer aus dem dichten Urwaldgrün sich abheben sieht. Einen Blick auf eine dieser Platten veranschaulicht die Abbildung Nr. 15. Auf diesen geneigten Flächen rieselt fortwährend Wasser herab und gibt damit Veranlassung zur Ansiedlung einer ganz eigenartigen, sicher für den Botaniker sehr interessanten Sumpfflora. Zur Regenzeit bilden sich über die mehrere qkm umfassenden Flächen Cascaden, die weithin weiß schimmern und spiegeln. An vielen Stellen hat sich eine erste Gras- und Moosnarbe angesiedelt, deren einzelne Individuen lange borstige Stengel entwickelt haben, die auf dem glatten Boden hinkriechen, wie die Zweige des Knieholzes, an das sie auf den ersten Blick lebhaft erinnern. Sie erreichen eine Höhe bis zu 0,45 m und die reichlichen Verwesungs-Produkte der in der Trockenzeit absterbenden Blätter liefern eine erste moorigerdige Bedeckung des harten Felsen, auf der sich dann Moose und Sumpfpflänzchen ansiedeln. An vielen Stellen ist die harte Fläche übersät mit kleinen Quarz- und Roteisensteinrollstücken, die offenbar dem konglomeratischen Sandstein selbst entstammen. Unter diesen Geröllen fand sich auch ein etwa 3 cm langer abgerollter Amethyst-Krystall.

Eine dieser freien Flächen hat auch bereits im Anyang-Aufstand als Stützpunkt der Schutztruppe strategische Bedeutung gehabt. Sie sind, wie bereits erwähnt, als Platz für die Errichtung der von Ossidinge nach Mamfe zu verlegenden Reg.-

Station in Aussicht genommen worden. Das Liegende der harten Konglomeratbank dieser Flächen bildet mittel- bis feinkörniger weißer Sandstein, mehrfach zeigen sich auch noch hier etwa NW. verlaufende Sprünge und Verwerfungen, die an einzelnen Flußläufen, so am Biëtakuai landschaftlich reizvolle hohe Wasserfälle (insgesamt etwa 25 m Höhe) in mehreren Cascaden, enge Schluchten und großartige Auswaschformen bilden. Bisweilen schneidet auch der Weg hier wieder harte Konglomeratbänke.

Am Wege Bakum-Kescham treten dann noch einmal zwei von Urwald freie Sandsteinflächen mitten in diesem auf, ganz analog denen am rechten Croß-Ufer bei Mamfe. Es scheint demnach, wenn man sie derselben Schicht zurechnen will und von den erwähnten zahlreichen Sprüngen und Verwerfungsspalten absieht, auch am rechten oberen Croß-Ufer das Generalstreichen etwa SO.-NW. zu sein.

Kurz vor Kescham (die Höhe des Ortes selbst wurde zu etwa 127 m gemessen) ist dann eine ganz ähnliche Schichtenfolge von sandigen Schiefern und Sandsteinbänken aufgeschlossen, wie sie früher von Mamfe beschrieben sind. Obwohl hier kein zusammenhängendes Profil, dem bei Mamfe vergleichbar, aufgeschlossen und die nach unten folgenden, im Flußlauf des Moa angeschnittenen Schichten der Tonschiefer meist stark verwittert waren, gelang es doch, einige Belegstücke zu finden, die eine Übereinstimmung der Schichten wahrscheinlich machen. Sowohl der Bitumengehalt, wie die aus gewissen Schichten beobachteten Anhäufungen harter kugel- und linsenförmiger Kalkconcretionen, die dann in den Oyischiefern die ganze Schicht erfüllen, legt die Vergleichung gewisser Horizonte nahe.

Oberhalb des Flußufers ist das Streichen hier etwa gleich dem bei Mamfe, das Einfallen mit etwa 15° etwas sanfter. Im Flußlauf selbst zeigt der Schiefer aber an einzelnen Stellen erhebliche Störungen, Sprünge, ja selbst bis ins Kleinste gehende Fältelung. Auch hier liegt das Bett des Wasserlaufes wieder offenbar auf

dem Ausstreichen der Schieferschichten und ist an vielen Stellen tief und schlammig und deshalb unpassierbar, so daß es nur an der engsten Stelle auf einer Brücke zu überschreiten ist. Hier findet sich am Flußufer ebenfalls eine kurze Folge von Sandsteinbänken in Wechsellagerung mit Schieferschichten aufgeschlossen[1]). Es muß demnach wohl angenommen werden, daß der Schiefer hier, etwa 15 km nördlich, durch einen Bruch, durch wellige Faltung oder sonstige tektonische Störung in nahezu derselben Höhenlage wie in Mamfe abermals zum Ausstreichen gebracht wurde.

Auf der weiteren, nach NO. gerichteten Wegstrecke wird dann zumeist ungeschichteter feinkörniger bis mittelkörniger, meist weißer bis gelber Sandstein durchquert, der schließlich am Mburi-Übergange grobkörnig wird und viel Biotitblättchen enthält und kurz darauf am Meso, einem kleinen Nebenflusse des Mburi, als mittelkörniger Sandstein ausstreicht. Von hier ab treten wir wieder in ein zusammenhängendes, aber durch tektonische Wirkungen arg zerrissenes Granitgebiet ein, durch das der Weg, dem Laufe des Moane an seinem linken Ufer aufwärts folgend, bis zum Dorfe Amebessu führt. Er überschreitet eine sehr große Zahl der linken Nebenflüsse, die z. T. in vielen Schnellen und Fällen von den steilen Ufern über gewaltige Geröllemassen herabstürzen, zum Teil ganz unter gewaltigen Schuttmassen verschwinden, um erst nahe dem Flußlauf wieder hervorzubrechen. Einen der in Bezug auf seine Höhe großartigsten Fälle bildet der Apogeya dicht vor seiner Mündung. Hier fällt das Wasser wohl 50—60 m herab, teils senkrecht, teils in ausgeschliffenen Rinnen, in Gischt aufgelöst dahinschießend und im Grunde zwischen gewaltigen Geröllemassen sich wieder vereinigend. Die Abbildung Nr. 16 gibt den Anblick dieses Falles wieder.

Das Gestein, zunächst ein roter grobkrystalliner Granit, geht allmählich in grauen Granitit über, der sich durch besonders reichliche Ausscheidung großer Biotitblättchen aus-

[1]) Vermutlich den Schichten des Profils II, am Bali, entsprechend.

zeichnet. Es tritt dann bisweilen ein Wechsel in der Größe der krystallinen Ausscheidung auf, bisweilen finden sich Pegmatitadern (in deren einer ich einen, wohl 10 cm Durchmesser haltenden, wohl ausgebildeten Orthoklaskrystall fand) oder besonders mächtige Feldspatausscheidungen. Endlich wechseln diese Granite in der Farbe, sind bisweilen hornblendereich bei zurücktretendem Glimmer und geben dem Granitit eine rote Eigenfarbe, um am Apogeja wieder in sehr dichte und harte, graue, feinkörnig krystalline Varietäten überzugehen. Beim Dorfe Amebessu erweitert sich plötzlich das bisher enge Tal des Moane und bildet einen weiten rings von einzelnen etwa 300 m rel. hohen Bergkuppen (etwa 10—12) umgebenen Talkessel, in dem sich zahlreiche Quellarme vereinigen, die zwischen den erwähnten Höhen herabfließen. Der Vereinigungspunkt liegt etwa 185 m über Meereshöhe.

Außer den bereits beschriebenen Gesteinstypen fand sich unter den Geröllen, also den umliegenden Bergkuppen entstammend, noch der Quarzporphyr Nr. 45. Anstehend konnte ich ihn dort nicht beobachten. Die Verschiedenartigkeit häufig sehr dicht beieinander liegender und sich teilweise gegenseitig durchdringender Granitvarietäten läßt vielleicht auf mehrere zeitlich getrennte Bildungsperioden dieser Gesteine schließen. Kurz hinter dem Talkessel, den der Weg bald verläßt, wird der Granitit auf weite Erstreckung von Biotitgneis abgelöst. Ich übergehe die Schilderung der einzelnen, meist wildromantischen Täler und Bergzüge und die Erwähnung der Unzahl der zu überschreitenden Gewässer, die ich lediglich in ihren Hauptzügen durch Routenaufnahme und die Zeichnung einiger Gebirgsprofile für die kartographische Bearbeitung festlegen konnte. Der Typus des Gesteins ist gleichmäßig Biotitgneis, der am Moa vorübergehend in Zweiglimmergneis mit relativ großen Muscovitschüppchen übergeht. Am Mangamu und Bielloku finden sich Graniteinlagerungen im Gneis, dem bald darauf im Makua wieder der erste Sandstein in mittelgrobem Korn mit großen eingelagerten Feldspatbruchstücken in mehreren bis 1 m mächtigen Bänken folgt, bald darauf findet sich schwarzer bankiger Schiefer mit

Streichen N.-S. und Einfallen etwa 10° W., dessen Schichten bald unter einer Deckschicht von Verwitterungsboden untertauchen und sich der weiteren fortlaufenden Beobachtung entziehen, doch sich in mehreren der folgenden Wasserläufe wieder angeschnitten finden, so im Babucho mit Streichen 310—130 und Einfallen 10° O. Sie fallen also hier ganz anders wie kurz vorher. Es folgt dann hinter Fatop erst feinkörniger, dann mittelfeinkörniger Sandstein und weiterhin eine etwa 0,40 m starke, sehr kalkige Sandsteinbank. In dem bald darauf überschrittenen Wasserlauf Ngome finden sich wieder mehrere teils kalkige, teils stark muscovithaltige Sandsteinbänke hier mit Streichen 100—280 und Einfallen 10° N., von denen eine, etwa 20 cm stark sich durch einen Gehalt an Bleiglanz auszeichnete, der sich fein verteilt, aber auch in kleinen Drusen und Höhlungen in Krystallen angehäuft, und zum Teil mit Weißbleierz überzogen, vorfand. Auf die etwaige wirtschaftliche Bedeutung dieses Vorkommens habe ich bereits in meiner erwähnten vorläufigen Veröffentlichung hingewiesen.

Einen vorzüglichen Aufschluß lieferte alsdann der Moa dicht vor Ayang, in dessen Bett in großartiger Weise eine ganze Folge von Schiefer- und Sandsteinschichten, fast im Streichen angeschnitten sind. Dicht am Übergang über den Moa bilden die härteren Sandsteinbänke quer durch den, hier etwa 80 m breiten Fluß verlaufende Barren, über die das Wasser brausend und schäumend in breiten Cascaden mehrere Meter herabfällt, ein landschaftlich prachtvolles Bild liefernd.

Wie an der bleiglanzhaltigen Sandsteinbank ist auch hier das Streichen 100—280, dagegen das Einfallen 17—20° S.-N., woraus wohl auf eine starke Faltung oder tektonische Störung geschlossen werden kann.

Das hier beobachtete Profil vom Liegenden zum Hangenden ist folgendes:

Profil III im Moa bei Ayang.

0,20 m harter **Sandstein**, feinkörnig, dicht, reichlich kalkig.

0,50 „ **Schiefer**, dünnplattig.

0,35 m **Sandsteinbank.** Sehr hart, spröde, sehr feinkörnig, dicht. Beim Verwittern in einzelne Lagen zerfallend.

1,00 „ **Schiefer,** schwarz, unten kalkig, in einzelnen Lagen knotig, durch Kalkconcretionen.

0,80 „ **Schiefer,** schwarz, oben etwas sandig, braun, mit kalkigen runden bis ovalen Concretionen.

0,10 „ **Sandsteinbank,** feinkörnig, kalkig, hart.

0,40 „ **Sandstein,** durch sehr dünne tonige Zwischenlagen schiefrig erscheinend.

0,12 „ **Sandsteinbänke.** Zwei harte, feinkörnige Bänke (0,4, 0,8) die obere mit sericitischen Zwischenlagen.

0,20 „ **Sandsteinbank.** Hart, feinkörnig, kalkig, wo unzersetzt, weiß; verwittert, braungelb.

0,20 „ **Harte Sandsteinschicht.** Bleiglanzführend, glimmerreich (ident mit der im Ngome).

0,30 „ **2 Sandsteinbänke,** gleich stark, feinkörnig, dicht, glimmerreich.

0,70 „ **Sandstein,** dicht, feinkkörnig, hart, ungeschichtet, grau.

0,45 „ **Sandstein.** Plattig-schiefrig, grau-gelbrot. In einzelnen dünnen, etwa 1—3 cm starken Platten mit schwarzen, sehr dünnen, sericitischen Zwischenlagen, in den oberen Lagen stark verdrückt und knotig.

0,30 „ **Sandsteinbank.** Dicht, weiß, feinkörnig, derb.

2,00 „ **Sandstein.** In einzelne Lagen von 0,10—0,60 m Mächtigkeit zerfallend, oben deutlich schiefrig. Schwarze, sehr dünne, glimmerreiche Zwischenlagen, Sandstein, fein-, mittelfeinkörnig, zu oberst kalkhaltig. Auf den Schichtflächen deutliche Wellenfurchen zeigend!

0,20 „ **Schiefer.** Schwarz, hart, stark nach Bitumen riechend, von vielen Eisenkiesknoten durchschwärmt.

Im Liegenden wechselnde **Schiefer** und **Sandsteinschichten** die zur Zeit nur im Wasser aufgeschlossen waren, aber sehr wahrscheinlich in der Trockenzeit hier weitere Erforschung zulassen.

Die hangendste stark bituminöse Schieferschicht zeigte das

in Nr. 46—49 der Gesteinsbeschreibung erörterte mikroskopische Bild. Zu erwähnen ist noch, daß sich im Flußlauf bei Ayang eine Menge kohliger Reste aufsammeln ließ, die ähnlich den Kohleschmitzen und Linsen im Mamfeschiefer offenbar einer oberhalb durch den Fluß angeschnittenen Schicht entstammten und demnach wohl darauf hinweisen, daß diese hier aufgeschlossenen Schichten bereits die liegenden jener Mamfeschichten sein dürften. Auch der ziemlich steile Aufstieg vom Moa-Übergang nach dem Dorfe Ayang schneidet noch vielfachen Wechsel von Schiefer- und Sandsteinschichten an. Ebenso sind in den Wasserläufen am Wege Ayang - Mbakum noch wiederholt Sandsteinbänke und Sandsteinschiefer aufgeschlossen. Diese sind aber nicht ohne weiteres zu horizontisieren, da sie bereits unweit des Profils schon ein wechselndes Streichen, nämlich im Dantje etwa 60—240°, mit 12° NW. Einfallen zeigen, also offenbar gegen die Schichten des Profils III verworfen sind. Ein dichter, schwarzer Schiefer tritt noch einmal über schiefrigplattigen Sandsteinbänken im Kuongem, in der Nähe des neu aufgebauten Teiles von Bakum auf, dem dann ungeschichtete Sandsteine bis zum alten Dorfe Bakum folgen. Da der Weg von Ayang sich etwa in NNW. Richtung bewegt, müßte er bei normalem Schichtenverlauf in gleicher Höhenlage, etwa die hangenden Schichten der Ayangschichten durchschneiden. Sehr auffällig ist die Ähnlichkeit der Ayangschichten mit den Mamfeschichten, die allerdings ohne vorliegende große tektonische Veränderungen (Brüche oder Faltungen) hier nicht wieder auftreten könnten. Der große im Croßtal angenommene Bruch gewinnt dadurch an Wahrscheinlichkeit. Leider wurde ich in der näheren Erforschung der hier scheinbar durch die tektonischen Vorgänge sehr komplizierten Lagerungsverhältnisse verhindert, durch Verwaltungsmaßnahmen seitens des Stationsleiters von Ossidinge.

Damit waren meine Reisen im Croßgebiet und Bezirk Ossidinge beendigt.

Bisher waren in dem Schutzgebiet Kamerun überhaupt nur von sedimentären Schichten die des unteren Mungolaufes (Obere

Kreide) und die im Küstengürtel von Esch erwähnten Tertiärgebilde bekannt, und einige Fundpunkte von Sandsteinen, Tonschiefern und Phylliten aus dem deutschen Benuë- und dem Sharigebiet. Im übrigen schien das weite Gebiet der Kolonie nur Gesteine der Primärformation Gneis, Amphibolit und Glimmerschiefer neben vielfachen vulkanischen Gesteinen, unter denen Granite und Basalte die Hauptrolle spielen, zu enthalten. Meine Untersuchungen ergaben nun das Vorhandensein ausgedehnter Sedimentärablagerungen im oberen (deutschen) Croßbecken.

Über die Ausdehnung dieser Ablagerungen der Croß-Schichten, wie ich sie kurz nennen möchte, wurde bisher folgendes beobachtet:

Die äußersten Spuren der sedimentären Bedeckung zeigten sich im Süden bei Abas etwa unter 5° 20′ Nördlicher Breite, die östlichsten bei 9° 30′ westlicher Länge am Abfall der Aliberge, westlich Tinto, während der nördliche Rand unweit des 6°. Breitengrades bei Kescham beobachtet wurde. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß sich hier die sedimentären Schichten noch weiter nach Norden erstrecken und jenseits eines sich nördlich Kescham einschiebenden Granitmassivs noch nachweisen lassen werden, wie die Aufsammlungen des Majors von Seefried (Ostgrenzexpedition) vermuten lassen[1]), die ich flüchtig zu betrachten, Gelegenheit hatte. Ein Sandsteinfund, den E. Zintgraff (Nord-Kamerun, Berlin 1895) von Bifa etwa 20 km nordwestlich Bafut erwähnt, scheint auch darauf hinzuweisen. Zintgraff sagt, S. 244 mit Bezug auf Bifa: „Es war ein tief in Sandstein eingeschnittener, etwa an die Klamm bei Eisenach erinnernder, schmaler Pfad, der auf dieser Seite einen leicht zu verteidigenden Eingang zu ihrem Dorfe bildete.“ Hier muß aus eigener Anschauung aber hinzugefügt werden (meine Reise führte mich später mehrmals nach dem gerade

[1]) Sowohl Sandsteine, besonders harte kieselig kalkige Bänke, wie auch schwarze bituminöse Tonschiefer, die petrographisch denen der Croß-Schichten vollständig gleichen, finden sich mehrfach, besonders »vom Wege Tama-Kum« »aus dem Mbum- und Laka-Lande«.

zur endgültigen Unterwerfung im Endkampf gezwungenen Bafut und den diesen benachbarten Landschaften Babeka, Bamedjung und Bamedjang), daß die großen Häuptlingsdörfer jener Gebiete meist durch ähnliche sie umgebende Hohlwege, tief in den Fels gehauene Schleichpfade, zu betreten sind. Diese dienten offenbar sehr erklärlichen strategischen Zwecken. In den erwähnten Gebieten standen sie jedoch zumeist in den sehr weichen Trachyttuffen jener Gegend, die ich an anderer Stelle zu erwähnen haben werde und die begreiflicherweise mehr als einmal Veranlassung zu Verwechslungen mit Sandsteinen gegeben haben. Eigentliche sedimentäre, oder genauer, Gesteine, die nicht der Primärformation und der Reihe der jüngeren oder älteren Eruptivgesteine angehören, habe ich auf meiner Reise in jenen Gebieten, abgesehen von spättertiären und jüngeren Konglomerat- und Lateritbildungen nirgends angetroffen. Danach würde die Beobachtung des Sandsteinvorkommens bei Bafut noch der Nachprüfung bedürfen. Die nördliche Grenze der Sedimentärbedeckung konnte also bisher nicht mit Sicherheit festgestellt werden, da gerade jene Landesteile, wie erwähnt, damals noch nicht bereisbar waren. Zweifelsohne sind deutlich erkennbare Sedimentärschichten aber im Gebiete der Nordgrenze noch mehrfach vorhanden.

Im Westen ist die Sedimentärbedeckung noch mit Sicherheit bei Nsagpe nachgewiesen, wo bekanntlich noch eine Salzquelle entspringt und sogar noch weiter südwestlich im Rio del Rey-Gebiet, wo Dusen (P. Dusen: Om nordvästra Kamerun områdets geologi (mit Karte) (Geol. fören, i. Stockholm förh. 1894, Bd. 16, H. 1) Tonschiefer, Kalksandsteine und Sandsteine (s. Cit. in deutscher Übersetzung Esch S. 9 u. 10) am Ndian, Lokële, Isambenge, Massake und Jongalove fand. Ich werde darauf noch zurückzukommen haben. Daß sich jedenfalls das sedimentäre Gebiet über die nordwestliche deutsch-englische Grenze nach Süd-Nigeria hinein fortsetzt, ist mehr als wahrscheinlich, so daß hier nur eine Unterbrechung desselben durch die an anderer Stelle bereits erwähnten Granitmassive, die Anom-Berge

und auf englischem Gebiet die Awa- und Oban-Berge anzunehmen wäre. Im allgemeinen ist also die Sedimentärbedeckung von 5⁰ 20′—6⁰ 30′ nördlicher Breite reichend, zwischen 9⁰—9⁰ 30′ westlicher Länge, wenigstens soweit dieser Abschnitt in das deutsche Gebiet fällt, festgestellt. Ein Teil dieses Gebietes ist nun, wie ich zeigte, von Basaltergüssen und Decken überlagert, während anderwärts Granit und Gneisgebirge die sedimentäre Bedeckung durchragen. Nach Süden setzt sich das Gebiet möglicherweise noch bis zur Breite 4⁰ 30′ an der Mündung des Ndian fort, wie aus den Funden Dusen's (a. a. O.) vielleicht zu schließen ist, doch ist es dann hier wieder durch ein ausgedehntes Basaltgebiet durchbrochen und überdeckt, das etwa von Barika bis Lobe, also ungefähr von 4⁰ 55′—5⁰ 10′ reicht.

Ich komme nun zu der Frage des etwaigen Zusammenhanges dieser Sedimentärschichten mit anderen schon bekannten Schichten und die damit verknüpfte Frage ihres Alters. Über das Alter der Mamfeschichten oder Croß-Schichten läßt sich mit aller Sicherheit auf Grund der Lagerungsverhältnisse nur der Schluß ziehen, daß sie jünger als die zahlreichen Granitmassive sind, aus deren Bestandteilen sie sich zumeist aufgebaut haben, aber älter als die Basalte, von denen sie in der Ebene südöstlich Ossidinge überlagert werden. Sehr wahrscheinlich gehören sie, wie nach dem einzigen bisherigen Fossilfunde zu schließen ist, der unteren Kreide an, und sind brackische Bildungen, die etwa unserem Wealden entsprechen (vergl. hierzu Teil X). Sie stehen offenbar mit den jenseits der Grenze auf englischem Gebiete in Süd-Nigeria vorhandenen Sandsteinablagerungen, die denen des Croßbeckens entsprechen dürften, in engstem Zusammenhange. Diese Sandsteinschichten Süd-Nigerias sind von John Parkinson (The Geology of the Oban Hills (Southern Nigeria) in: The Quarterly Journal of the Geological Society of London vol. 63, 1907, S. 313) der Kreide zugerechnet worden. Die von Parkinson für das englische Gebiet entworfene Skizze der Verbreitung dieser Schichten habe ich für die Sedimentärbedeckung auf das deutsche Gebiet in der Kartenskizze der Fig. 5

Figur 5

## SKIZZE DER VERBREITUNG DER SEDIMENTÄR-SCHICHTEN AM CROSS-FLUSSE

(Grenzgebiet zw. Deutsch-Kamerun u. Britisch-Süd-Nigeria)

fortgesetzt. Auf welche Schlüsse Parkinson die Altersbestimmung gründet, ist mir nicht bekannt geworden. Vielleicht haben wir es demnach mit einer großen allgemeinen Meeresbedeckung Nordafrikas zur Kreidezeit zu tun, deren östlicher Strand etwa längs der heutigen Grenze der Sedimentärbedeckung, dem Steilrande Esch's verlief, dann nach Osten ausbiegend, längs der hohen Gneis- und Granitmassive im heutigen deutschen Gebiet hinzog und aus der längs des Strandes zahlreiche Gneis- und Granitinseln, wie die Anom- und Oban-Berge herausragten. Hier im Osten, im heutigen Croß-Becken, und in weiten Teilen der angrenzenden englischen Gebiete Nigeriens hat sich dann jedenfalls die Abschnürung großer Meeresbuchten vollzogen, die zur Ablagerung von Salz, zur Bildung großer brackischer Becken, zur Entwickelung einer reichen Flora und schließlich zu ausgedehnten Dünen- und Strandbildungen führten, die uns heute in Form der Sandsteinablagerungen entgegentreten.

Bei der Unsicherheit der Altersbestimmung der Benuësandsteine[1]) kann man vermuten, daß möglicherweise ein Zusammenhang dieser mit den Croß-Schichten besteht, ja daß vielleicht das gesamte mittlere Nordafrika zur Kreidezeit von Meer bedeckt war und zu diesen Sedimentärbildungen sowohl Benuësandstein, wie die Itabirit-führenden Sandsteine der Goldküste und Togos gehören, ebenso vielleicht die sicher mit den Mungoschichten teilweise gleichaltrigen Kreideablagerungen von Algier und Tunis. Auf die Übereinstimmung der Faunen letzterer, mit denen vom Mungo, hat z. B. Solger in seinen Ausführungen mehrfach auf Grund der paläontologischen Befunde hingewiesen[2]). Er sagt z. B. (2, S. 222): „Ihre (der Mungokalke) Ammonitenfauna zeigt die engsten Beziehungen zu derjenigen Algiers" (vergl. im übrigen Solger's Schlüsse bezüglich der Zweischaler S. 232—233). Von ganz besonderem Interesse war

[1]) Man hat bisher (vergl. **3**, S. 294) aus dem Umstande, daß sie gewisse Quarzporphyre im Benuëtal zwischen Garua und Yola überlagern, lediglich geglaubt schließen zu können, daß sie postdyadischen Alters seien.

[2]) Dies wird auch durch die neueren Untersuchungen Harborts (s. Teil XII) bestätigt.

in Bezug hierauf auch die auffällige Übereinstimmung gewisser in Togo vorkommender Sandsteinschichten, auf die mich in liebenswürdiger Weise Herr Dr. Koert aufmerksam machte, in ihrer petrographischen Beschaffenheit mit gewissen Sandsteinhorizonten von Mamfe.

Möglicherweise läßt sich also in Zukunft ein genetischer Zusammenhang von Croß-Schichten, Mungo-Schichten und Benuë-Sandstein untereinander feststellen. Für die Mungo-Schichten ist das obercretacische Alter sicher nachgewiesen, für die Croß-Schichten ihre Zugehörigkeit zur Kreide u. a. nach den Untersuchungen Jäkels wahrscheinlich, gegen das cretacische Alter der Benuë-Sandsteine spricht bisher nichts. Edlinger (**4**, S. 5) hat am Hossere Duli ein Stück wahrscheinlich einer Conifere entstammenden fossilen Holzes gefunden, so daß die allgemein bisher für fossilleer gehaltenen Benuë-Sandsteine sich schließlich doch vielleicht mit Hilfe von Fossilfunden später horizontisieren lassen werden.

Ob diese petrographisch so verschiedenen Bildungen der Mungo-, Croß- und Benuë-Schichten nur faziell verschieden, aber gleichen Alters sind, oder verschiedenen Altersstufen der Kreide angehören, wie ich auf Grund der stratigraphischen Verhältnisse, besonders am Croß, annehmen möchte, wird sich heute noch nicht mit voller Sicherheit entscheiden lassen, besonders da nach den Ausführungen Jäkels die Möglichkeit, daß die Mamfe-Schichten auch der oberen Kreide angehören, also etwa brackische Äquivalente der marinen Mungokalke sein könnten, nicht von vornherein von der Hand zu weisen ist.

Nach dem bisherigen Stande der Kenntnisse der sedimentären Schichten Kameruns kann man demnach wohl etwa folgendes Schema für ihre Horizontstellung aufstellen:

Paläozoisch.

? Phyllite und Grünschiefer von Nord-Adamaua. Silifizierte Quarz-Konglomerate und Breccien. Magnetit-Quarz-Aggregate, Quarzitschiefer des altkrystallinen Gebietes.

Mesozoisch.

? Salzhaltige Sandsteine oder Salzablagerungen im Liegenden der Croß-Schichten.

Untere Kreide. Liegende Sandsteinschichten der Schiefer am Croß, Oyi-Schiefer? (bituminös).

Ayang-Schiefer, bituminös, teilweise mit Eisenkies.

Bleiglanz-führende Sandsteine des rechten Croß-Ufers.

Benuë-Sandsteine? Kalkige Sandsteine und Plattensandsteine, meist reich an Muscovit, bisweilen bituminös (vielleicht Äquivalente in Togo?).

Mamfe- und Kescham-Schiefer (bituminös) mit vielen kohligen Pflanzen- und einzelnen Fischresten.

Obere Kreide (Emscher). Mungo- und Dibombe-Sandstein-, Tonschiefer- und Kalksteinschichten mit zwischengelagerten Basaltaschen- und Tuffschichten, welche dikotyle Pflanzenreste führen.

Massige hangende Sandsteine der Croß-Schichten mit Konglomeratbänken, teils kohlige Pflanzenreste führend. ?

Känozoisch.

Tertiär. Tonschiefer. Strandwälle des Küstengebietes, Basalttuffe, Aschen-Lehme der Küstengebiete.

Quartär.

Basalttuffe mit dikotylen Pflanzenresten (Cap Dibundscha, Ndekoa), Aschenlehme.

Alluvium: Flußschotter-Terrasse der altkrystallinen Gebiete (Banjo), Fluß-Konglomerate. Konglomeratische Strandwälle der Küste (z. B. Joßplatte) meist mit deutlicher Kreuzschichtung.

Mangroven-Schlamm, Sandwälle am Sanaga (Lobetal).

Der durch den früher erwähnten Ausblick von Esudan aus gewonnene Eindruck, der von den folgenden Einzeluntersuchungen bestätigt wurde, läßt schließen, daß wir es im Croßbecken im allgemeinen mit einer in zahlreiche Wellen gefalteten Sedi-

mentär-Bedeckung zu tun haben. Die einzelnen Wellen sind NNW.-SSO. gerichtet, müßten also einem SSW.-NNO. wirkendem Schube ihre Entstehung verdanken, und würden sich demnach ebenso wie der Croßtalbruch keiner der beiden großen von Passarge aufgestellten Richtungslinien der Kamerun- oder der Benuëlinie anpassen (vergl. Dr. S. Passarge: Adamaua, Berlin 1895, S. 387 ff).

Dem Verlauf der Wellen entsprechend, beobachten wir den Verlauf der Quellenzüge der Soolquellen des Gebietes, deren ich bereits in meiner vorl. Veröffentlichung Erwähnung getan und die sich in 3 NNW.-SSO. verlaufende parallele Reihen anordnen lassen, nämlich

1. Nsakpe (4 Quellen) -Inokum-Mbenjan (8 Quellen).
2. Nsanakang (1 Quelle), Nkimedschi (1 Quelle), Mbakan (1 Quelle), Ewinsi (1 Quelle), Aiwawa (3 Quellen).
3. Ossidinge (2 Quellen), Mamfe (1 Quelle).

Hiervon scheinen bei Inokum und Mbakang die meisten und die ergiebigsten Quellen zu liegen. Bei Mbakan, Nkimedschi-Ewinsi-Aiwawa hängt das Hervorbrechen der Soolquellen, wie erwähnt, sehr wahrscheinlich mit den Störungen am Rande eines Basaltmassivs zusammen, auch für die übrigen, soweit ich sie gesehen habe, sind tektonische Einflüsse wahrscheinlich, so bei Ossidinge die erwähnten Einbrüche, bei Mamfe die besprochenen Schichtenverwerfungen im Croßbette. Nicht selbst beobachtet habe ich die Quellen von Nsanakang, Nsakpe und Inokum-Mbenjan. Es ist erwähnenswert, daß der jetzige Bezirksleiter von Ossidinge südwestlich Eomodjo einen etwa $1^1/_2$ qkm großen See aufgefunden hat. Der Beschreibung nach (vergl. Dr. A. Mansfeld. Urwalddokumente. Berlin 1908, Dietrich Reimer (Ernst Vohsen), S. 4 ff.) handelt es sich um einen großen Einbruchskessel im Sandsteingebiet (die Ränder sind auffallend steil). Über die Lage sagt M. wörtlich: „Der See ist ungefähr in der Mitte zwischen Eomodjo (südlich Nsanakang und Nsakpe einerseits und zwischen Eomodjo-Ajanka (südlich) anderseits gelegen)."

Da ich auch ähnliche Einbrüche von Ossidinge, Mamfe,

Aiwawa erwähnte, ist neben dem natürlichen Angeschnittensein der salzwasserführenden Schichten in den Synklinalen der Schichtwellen durch die tiefer eingeschnittenen Flußtäler, noch mit anderen tektonischen Vorgängen zu rechnen, die Verwerfungen und Zerberstungen der Deckschichten zur Folge hatten. Auf den großen längs des Croßtales bei Mamfe etwa WNW.-OSO. verlaufenden Bruch habe ich bereits hingewiesen. Noch viel häufiger scheinen solche Schichtenstörungen nach den angestellten Messungen im nördlich des Croß bereisten Sedimentärgebiete zu sein. Hier scheint namentlich der nordöstliche Teil, am Rande der krystallinen Schiefer- und Granitgebiete durch ein nordöstlich gelegenes Störungsgebiet vielfach aufgebrochen und verworfen zu sein. Das Auftreten der stark gequetschten, fast in Knotenschiefer umgewandelten Schiefer an der Oyimündung, die außer dem Bitumengehalte wenig mit den Mamfe-Schiefern gemein haben, das diesen letzteren wieder sehr ähnelnde Auftreten der bei Kescham beobachteten Schiefer, die wieder so wenig mit denen von Ayang übereinstimmen, macht hier das Vorliegen zahlreicher Verwerfungen noch wahrscheinlicher. Erst spätere ins Einzelne gehende Aufnahmen werden hier die Lagerungsverhältnisse völlig klären können. Fig. 6 der Skizzen gibt ein ungefähres Querprofil der Croß-Schichten von S. nach N., wie es sich aus meinen Aufnahmen ergab.

Der Reiseroute folgend, habe ich es in zwei Teile zerlegen müssen, deren erster in der Linie Bakut-Ossidinge, der zweite, aus zwei Routen kombiniert, in der Richtung Mamfe-Kescham bezw. Batschu-Ntai-Ayang, d. h. etwa N.-S., verläuft, also nach Osten seitlich gegen den ersten verschoben ist.

Wenn man sich danach ein ungefähres Bild über das Entstehen der sedimentären Schichten jenes Gebietes machen will, so wird man sich, wie ich schon anderwärts erwähnte, eine weit von der West-Küste bei Rio del Rey in das Innere reichende Meeresbedeckung etwa im Beginn der Kreidezeit (tiefere Sedimentärschichten sind noch unbekannt) vorstellen müssen, vielleicht verursacht durch tektonische Vorgänge oder eine allgemeine Transgression des Kreidemeeres. Aus den Fluten dieser

Anschluß
Gr. Tawo
Batop
Fälle des Akumajib
Bamat
Kilometertafel 18.154 m
Bawan
Mamfe, 120 m
Croß
Ayang, 135 m
Schiefer
Moa
Schiefer
Bakum, 166 m
Kescham, 110 m
Moa

Sandstein mit Einlagerung von schwarzen Tonschiefern, kalkig-kieseligen Bänken, teils bituminös, und Konglomerat-Schichten

Granit

Basu
Mun Aya, 145 m
Sandstein
Mobâté
Sandstein
Bakunge
Ekang
Otop
Eschiebe
Nkore, 170 m
Bakurum
Bakure
Sandstein mit kohligen Pflanzenresten
Baran
Ajajundib
Abokum
Ejemane
Morambo
Ebobi
Mbakang
Schiefer
Bakole
Salzquelle
Nkimedschi
Akulajib
Aiwawa
Anschluß

Gneis
Konglomerate
Roter Granit
Basalt
Gneis
Sandstein mit Einlagerung von schwarzen, teils bituminösen Tonschiefern, kalkig-kieseligen Bänken und Konglomerat-Schichten

Figur 6. **Querprofil durch die Schichten des Sedimentärbeckens am Croß.** Von S. nach N. (kombiniert)

Gewässer ragten zahlreiche Inseln, meist aus Granit und Gesteinen der Gneis-Glimmerschieferformation bestehend, hervor, die am Strande zur Bildung der mehrfach beobachteten Randkonglomerate des Gebietes führten. Diese bestehen völlig aus den Bestandteilen jener Gesteine, wobei der Muscovit der Muscovit-Granit-Massive des Nordwestens eine hervorragende Rolle spielt, da er sich fast in allen dortigen Formationsgliedern in großer Menge vorfindet, während in den tieferen Teilen des Meeres Schiefer und kalkige Sandsteinbildungen entstanden, die in einzelnen engeren Becken durch massenhaft hineingeschwemmte organische Reste, namentlich Pflanzenreste, die sich sehr häufig noch beobachten lassen, aber wohl auch tierische Reste (Fische) einen Bitumengehalt erhielten. Die Ursache der häufigen Wechsellagerung von Schiefern, kalkigen und reinen Sandsteinen ist, wie schon bei Erörterung der Entstehung der Mungo-Schichten erwähnt, leicht durch wechselnde Meeres-Strömungen und dadurch bedingten Wechsel in der Zufuhr der Sinkstoffe zu erblicken, soweit es sich nicht etwa lediglich um mit Klimawechsel zusammenhängende Massen- und Richtungs-Änderungen der die Materialien der Schichtenabsätze herbeiführenden Zuflüsse handelte. Mit einer allmählichen Auffüllung, Abschnürung und Aussüßung einzelner Meeresbecken ging dann eine zunehmende Versandung Hand in Hand, die schließlich zur Dünenbildung führte, entsprechend dem Auftreten von zahlreicheren Sandsteinbänken und dem Übergehen dieser nach oben in massige Sandsteine, wahrscheinlich Strand- oder Dünenbildungen. In den zunächst periodisch vom offenen Meer getrennten Buchten fand dann eine Salzabscheidung, die Bildung von Lagunen und brackischen Sumpfbecken und endlich eine dauernde Trennung vom offenen Meere statt. Durch die Ansiedelung einer reichen Flora waren dann zugleich die Bedingungen für die Bildung von Kohlenablagerungen gegeben. Schließlich muß dann eine allgemeine Hebung und Zerberstung des Gebietes stattgefunden haben, die möglicherweise mit dem Ausbruche ausgedehnter jüngerer Eruptivmassen in Zusammenhang stehen mag, die im Osten und Nordosten gewaltige Trachytgebirge auftürmte. In diesem Gebiet

begann nun die Erosion ihr Zerstörungswerk und gab ihm in Verbindung mit fortdauernden tektonischen Veränderungen seine jetzige Oberflächengestaltung.

Über die in wirtschaftlicher Beziehung aus meinen Forschungen zu ziehenden Ergebnisse habe ich an anderer Stelle berichtet (vergl. m. vorl. Mitteil.). Als eines der wichtigsten will ich nochmals hier den Zusammenhang dieser Schlußfolgerungen mit den bekannten Petroleumfunden bei Logobaba (Duala), also im Schwemmlande der Westküste des Schutzgebietes hervorheben. Es erscheint mir kaum zweifelhaft, daß es sich in den bituminösen Schiefern von Oyi, von Mamfe, Kescham und Ayang um die Ursprungsgesteine jenes Ölvorkommens handelt, die in der Bucht von Neu-Guinea in der Tiefe unter dem Drucke der auflagernden Schichten zum Teil auch durch die Auflagerung der vulkanischen Massen ihr Öl abgaben. Hierfür scheint mir unter anderem das bereits früher (Teil I) erwähnte Vorhandensein einer „Ölquelle" im Basalt der Kriegsschiffshafenbucht zu sprechen. Diese erwähnte Entstehung der Ölquellen im Schwemmlande durch Abgabe des Bitumengehaltes von bituminösen in der Tiefe liegenden Schiefern vorausgesetzt, würde man zweckmäßig mit etwaigen Bohrungen dem Bruchrande sich nähern müssen, wo die abgesunkenen Schichten voraussichtlich nicht mehr in dem Maße von jüngeren Schwemmlandsbildungen überdeckt sein würden, als bei Logobaba (hier hat man bekanntlich bis über 800 m gebohrt, ohne andere Schichten als das junge Schwemmland zu erreichen) und Aussicht vorhanden wäre, die ölführenden Schichten selbst anzutreffen. Daß man damit auch zweckmäßig in den Bogen zwischen NW. und O. rings um das Kamerunmassiv, also etwa in der Richtung von Buea auf Rio del Rey einer- und Yabassi andererseits wird vorgehen können, ergibt sich aus dem vermutlichen Verlauf der sedimentären Bedeckung.

Was das Salzvorkommen im fraglichen Gebiete anlangt, so läßt sich heute noch nicht mit einiger Sicherheit sagen, ob die Soolquellen ihren Salzgehalt nur der Auslaugung salzhaltiger Ton-

oder Sandsteinschichten verdanken, was ich wohl annehmen möchte, oder ob es sich um ausgedehntere Lager anstehenden Salzes handelt. Wenn auch die Menge der vorhandenen Soolquellen diese Frage gar nicht brennend macht, da in den Soolquellen selbst vielleicht die aussichtsreichste Quelle zur Erzielung wirtschaftlicher Vorteile liegt (des ungleich geringeren Anlagewertes von Salinen gegenüber Bergwerken, der Vorteile der Betriebsweise ersterer habe ich an anderer Stelle Erwähnung getan), so würde man doch auch hier schon des nahen Zusammenhanges von Soolquellen und Ölführung wegen, in einem Gebiet, wo mit ziemlicher Sicherheit Bitumen haltende Schichten in der Tiefe und gleichzeitig weitere Aufschlüsse über das primäre Auftreten des Salzes zu erwarten sind, einige orientierende Bohrungen niederbringen müssen.

Über die wirtschaftliche Bedeutung des Glimmervorkommens bei Esudan habe ich in meiner vorl. Mitteilung mich ausgelassen. Dort erwähnte ich gleichfalls das Vorhandensein von Bleiglanz in gewissen Sandsteinschichten am rechten Croß-Ufer und von Gold in feiner Verteilung in einem Bostonit bei Batschu-Akakbé. Beide Vorkommen bedürfen zur Beurteilung natürlich noch weiterer Untersuchungen. Bei der Wahrscheinlichkeit des genetischen Zusammenhanges der Ablagerungen des Croß und des Benuëbeckens wird möglicherweise auch ein reicheres Bleierzvorkommen auf deutschem Gebiet, etwa dem englischen von Wukari entsprechend, zu erwarten sein.

Auf die für alle Aufschluß- und Gewinnungsarbeiten und eine etwaige zukünftige Nutzbarmachung von Mineralschätzen des Gebietes so bedeutungsvolle verhältnismäßig leichte Zugänglichkeit und die diesbezüglich außerordentliche günstige Lage des Bezirkes habe ich bereits anderenorts hingewiesen (vergl. vorl. Mitteil.).

Schon jetzt müßte man übrigens mit der Schaffung geeigneter und notwendiger Verkehrswege vorgehen. Da der Bezirk von der im Bau begriffenen Bahnlinie weit abliegt, müßte der Bau einer Verbindungsstraße nach dieser Linie angestrebt wer-

den, der das Befahren mit Automobillastzügen für Salztransporte gestatten würde, wobei allerdings die Frage des Brückenbaues eine bedeutende Schwierigkeit abgeben wird. Jedenfalls müßte eine etwaige Salinenanlage mit dem Absatz ihrer Produkte gerade nach dem Hinterlande rechnen können. Aber für alle diese und zahlreiche weitere Verwaltungsfragen wäre die Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse des Gebietes von Bedeutung.

Im Zusammenhang hiermit sei z. B. auf das weit ausgedehnte Vorkommen von Basalt, als einem für Wege- und Brückenpfeilerbau ganz besonders geeigneten Material hingewiesen. Dieser ist, wie meine Aufnahmen an den Hauptstraßen beweisen, durchaus nicht, wie Dr. M. (Urwalddokumente S. 4) meint, auf Barika an der Südgrenze des Bezirkes und die Wasserfälle bei Abokum (ersteres Basaltvorkommen habe ich nicht selbst beobachtet) beschränkt.

Das erwähnte Basalt-Vorkommen an den Wasserfällen bei Abokum nämlich bezieht sich offenbar auf das von mir bei dem alten Tsitako und am Wege nach Ewuri beobachtete und sich nördlich bis Nschang ausdehnende Massiv (es gibt nämlich mindestens 2 verschiedene Dörfer Abokum im Bezirke, außer dem obigen, eins, das dicht bei der Station Ossidinge gelegen ist), und bildet demnach nur den Rand eines ausgedehnten Basalteruptions- und -Decken-Gebietes.

Aus dem geschilderten topographisch-geologischen Bilde des Gebietes wird sich dann weiter der Schluß ziehen lassen, daß die Hauptverkehrsstraße, die bisher wohl die von mir benutzte war, sich weit vorteilhafter über die zudem sehr fruchtbaren und volkreichen Gegenden des erwähnten Basaltdeckengebietes verlegen ließe. Man würde damit einen vorzüglichen Boden für die Wegebauten gewinnen, und auf eine sehr große Erstreckung die Anlage von Brücken sparen, da der Weg (viele kleine Verbindungswege bestehen hier schon) fast immer auf der breiten, fast ebenen Wasserscheide zwischen Croß und Mun Aya geführt werden könnte, die von größeren Flußläufen frei ist. Dieser Weg könnte fast bis Dekoa am Bali in nahezu gerader SO.-

Richtung durchgeführt werden und dort Anschluß an die bestehenden Straßenzüge nach Tinto und Bali-Bamenda und dadurch an die Bahnlinie erhalten. Die Mängel der bisher im allgemeinen gewählten Wegeführung in Kamerun habe ich bereits hervorgehoben. Hier machen sie sich ganz besonders geltend, da die Verkehrsstraßen ohne jede Rücksicht auf die topographisch-geologischen Verhältnisse angelegt sind, die wohl hier gerade vielfach eine weit zweckmäßigere Wegeführung gestatten würden.

Schließlich würde auch die Kenntnis der Bodenverhältnisse des Bezirkes von weittragendster Bedeutung für die Verwaltung sein können. Es sei hier nochmals auf die Unterschiede in der Fruchtbarkeit und Anbaufähigkeit der verschiedenen Bodenarten, des Granit- und Gneisverwitterungsbodens einerseits, sowie des Basaltverwitterungsbodens und des Bodens des Sandstein- und Schiefergebietes andererseits hingewiesen, ebenso auf die Bedeutung, die eine Reform der jetzigen Bearbeitungsweise und Einführung von europäischen Feldbearbeitungswerkzeugen, wie Pflug und Spaten bei den Eingeborenen haben könnte (vergl. hierzu auch Teil XIII).

---

V. Teil.

# Reiserouten Mamfe-Tinto-Bamenda und im nördlichen Bamenda-Bezirke.

## (Hochlandsgebiete.)

Der Rand des Sedimentärgebietes am Croß zieht sich, wie bereits bei Besprechung jener Ablagerungen erwähnt, bis an die Hänge der Aliberge in der Landschaft Feinschang hin, wo die Schichten vielfach gebrochen, z. T. in Schollen aufgelöst, auch emporgehoben und stark durch Druck verändert erscheinen. So findet sich der dort sehr harte Sandstein vielfach und bis ins Kleinste gehend, von Klüften, Rissen und Sprüngen durchzogen, so daß schwer selbst ein Handstück davon zu gewinnen ist, und auch der Schiefer erscheint vollkommen stenglig abgesondert. An einem der Quellflüsse des Mamuë, kurz nach dem Eintritt in die Landschaft Feinschang, beobachtete ich die letzten zusammenhängenden Sandsteinschichten, die sich an einem stark verwitterten und zersetzten Granit anlegten, der die Unterlage der Sedimentärgesteine hier am Rande bildet. Mit dem Aufstieg zum Paß an den Alibergen finden sich bald darauf, den Granit überlagernd, weiße, stark zersetzte Gesteine, die dann auf sehr weite Erstreckung hin das Bergmassiv eindecken. Auf den ersten Blick erscheinen sie ganz ähnlich dem vorher beobachteten, stark dynamometamorphisierten Sandstein, von dem sie durch einen am Wege zwischengelagerten Granit der Gest.-Beschreibung Nr. 58 getrennt sind. Dieses Gestein überlagert ebenfalls den Granit und

wird voraussichtlich an anderen Stellen die Sedimentärschichten überlagern, oder in diese übergehen. Direkt beobachten konnte ich eine solche Aufeinanderfolge am Wege allerdings nicht. In ganz hervorragender Weise findet es sich aufgeschlossen, wenig seitwärts des Weges nach Tinto, an der landschaftlich zu den reizvollsten Punkten meiner Reise zählenden hohen Wasserfällen des Bako. Ich fand hier das harte, einem dynamometamorphosierten Sedimente sehr ähnelnde Gestein (Gest.-Beschr. Nr. 65) von zahlreichen quer zum Flußlauf, etwa in R. 310 streichenden Sprüngen durchsetzt, die fast senkrecht (80°) und nach NO. einfallend, Veranlassung zu den in drei Terrassen etwa 50 m herabstürzenden Fällen gegeben haben. Die mikroskopische Untersuchung der Gesteine zeigt, daß es stark dynamometamorph veränderte Trachyte und Trachyttuffe sind (s. petrographische Gesteinsbeschreibung Nr. 61, 62, 65, 66). Es sei hier erwähnt, daß Trachyte uns in der Folge noch sehr oft, und in ganz charakteristischer Weise besonders im Bamenda-Gebiet, entgegentreten und daß sie gerade dort eine früher nicht vermutete Rolle im geologischen Aufbau der ausgedehnten Inlandsgebiete spielen. Vorgreifend sei bemerkt, daß sie die Produkte gewaltiger, jüngerer Eruptionen sind, welche den großen und ausgedehnten basaltischen Ausbrüchen jener Gebiete als trachytische Nachschübe folgten. Solche Trachytergüsse sind bisher schon bekannt geworden durch die petrographische Beschreibung einiger von Esch am Manenguba-Gebirge gesammelter Gesteine (vergl. Esch's petrographische Gest.-Beschr. Nr. 41—43, S. 69 ff.). Scheint also schon der Trachyt eine große Rolle beim Aufbau des Manenguba-Gebirges gespielt zu haben, so ist aus einer Reihe von Beobachtungen zu schließen, daß die ausgedehnten Gebirgsgegenden nördlich des Manenguba, mit ihren ganz merkwürdig anmutenden Tafelbergen und in Terrassen abfallenden Höhenzügen, ebenfalls aus Trachyt und Trachyttuffen bestehen. Es ist auch zu vermuten, daß die seiner Zeit von der Station Fontemdorf gemachte Meldung, wonach vielfach Kalk im dortigen Gebiet gefunden sein sollte, auf eine ähnliche Verwechslung

von sehr feinen, stark zersetzten, weißer Schreibkreide ähnlichen, Trachyttuffen zurückzuführen ist, wie ich eine solche später aus dem Bamenda-Bezirk (Babanki-Tungo) noch zu erwähnen haben werde. Geologische Aufsammlungen sind in dem erst kürzlich für Europäer erschlossenen Gebiete nach meiner Bereisung durch Professor Hassert gemacht worden. Damals gestattete meine Reiseroute leider nicht eine Erforschung dieser in ihren Formen so eigenartig anmutenden Bergketten, deren Panorama vorzüglich vom Postenberge Tinto zu beobachten war. Die oben ausgesprochene Vermutung wird weiter noch gestützt durch meine später im nördlichen Bamendabezirk gewonnenen Beobachtungen an ganz ähnlichen Bergformen (Babanki-Tungo-Groß-Babanki-Bamedjung-Lakom). Hier wie dort, stehen die Trachyteruptionen in engstem Zusammenhange mit gewaltigen Abbrüchen und Einsenkungen, die allenthalben den eigenartigen terrassenartigen Aufbau der Bergformen und das Entstehen der zahlreichen Wasserfälle bedingen.

An den Berghängen der Aliberge finden sich vielfach, so z. B. am Monienbera, Gerölle und Trümmerblöcke von Granititen (vergl. Gest.-Beschr. 63), die darauf hinweisen, daß die Aliberge in ihren Grundzügen Granitlakkolithen waren und die Trachyteruptionen hier voraussichtlich die alten Granitquellkuppen durchdrungen haben. Der augitführende Hornblende-Granitit der Nr. 64 z. B., fand sich wenig unterhalb der Fälle des Bako und entstammt wohl Granitschollen, die vom Trachyt in größere Höhe emporgerissen wurden.

Die Trachyte finden sich mehrfach unterlagert von rotem Biotitgranit, der in den Flußläufen angeschnitten ist. Im Nerebedie findet sich der Granit d. Gest.-Beschr. 67 anstehend und als Gerölle vielfach der Augit-Trachyt Nr. 66, am Bafing heller Zweiglimmer-Granit von dem Trachyt Nr. 68 eingedeckt. Bei einigen Schollen eines weißen Granitsandsteins an den Talrändern kleinerer Wasserläufe, besonders am rechten Ufer des Nsike, treten noch einmal Sedimentärschichten auf, die offenbar emporgehobene Randschollen der Croß-Schichten darstellen

und z. T. aus weißen, mittelfeinkörnigen, kaolinreichen, teils aus schwarzen, muscovitreichen, stark gefritteten und metamorphosierten Sandsteinen bestehen (vergl. Gest.-Beschr. 59, 60). Einen deutlichen Aufschluß bot dann der Taleinschnitt des Uäh, in dem sich das beistehende Profil am rechten Flußufer beobachten ließ:

Figur 7

Wasserspiegel des Uäh, bei Tinto

**Profil am Uäh, südlich Tinto**

a. Biotit-Glimmerschiefer mit reichlich eingesprengtem Pyrit und unregelmäßig verlaufenden, tauben Quarzadern. (Am linken Flußufer stark gestaucht und muscovitisiert.)
b. Roter Granit, mit reichlich eingesprengtem Pyrit, an den Stellen größerer Mächtigkeit pegmatitisch.
c. Feldspatbasalt mit diabasischer Struktur (s. Gest.-Beschrbg. Nr. 71).
d. Eluviale Gesteinszersetzungsschicht.

Demnach war auch hier deutlich der Durchbruch eines Granites durch den Biotitglimmerschiefer und derjenige eines Basaltes durch Biotitglimmerschiefer und Granit zu beobachten. Glimmerschiefer und Granit waren mit Pyrit-Einsprenglingen durchsetzt, wie sie auch in dem ganzen Granit-Glimmerschiefer-Gneisgebiet des Tinto-Postenberges später beobachtet werden konnten. Die Pyritführung scheint demnach hier vom Granitit auszugehen. Allerdings habe ich auch andererseits in großer Entfernung von jenem Basalt, der hier pyritfrei erscheint, ähn-

liche pyrithaltige Basalte und Trachyte (vergl. Nr. 62 der Gest.-Beschreibung) gefunden. Der sonst nur accessorisch den Graniten beigemengte Pyrit, findet sich hier in sonst selten beobachteten Mengen, ebenso ist er hier im Glimmerschiefer eingesprengt häufig, während die den Glimmerschiefer zahlreich durchsetzenden Quarzadern völlig taub und frei davon sind.

Unweit des erwähnten Profils vom Uäh-Übergange findet sich mehrfach Basalte der Nr. 69 d. Gest.-Beschr. anstehend und frisch, sie haben den Granit in Gängen und Kuppen durchbrochen und bilden Decken auf diesem. Auf den Hängen des Dscharambi-Tales sind sie ihrerseits von noch wohl erhaltenen Tuffen überlagert, die von großen Bomben und gerollten Lavastücken erfüllt und z. T. vollständig konglomeratisch ausgebildet sind (s. Gest.-Beschr. Nr. 70).

Das nun folgende Granit-Gneis-Glimmerschiefergebiet ist in vorzüglicher Weise am Tinto-Postenberge und den Steilhängen des tief eingeschnittenen Fi-Tales (Faktorei Tinto der G. N. K.) aufgeschlossen, besonders gut im Bett des Biette, eines kleinen linksseitigen Nebenflüßchens des Fi. Der Übergang über den Fi liegt nur noch 120 m hoch. Der Granit wechselt vielfach in der Ausbildungsform, bald biotitreich, bald stark hornblendeführend und biotitarm, scheint er den Glimmerschiefer meist in Gängen zu durchbrechen, bildet auch gelegentlich größere zusammenhängende Stöcke und nimmt häufig gneisartigen Charakter an. Auch hier zeigt sich reiche Pyritführung des gesamten Gesteins. Die Gest.-Beschr. Nr. 72 und 73 beziehen sich auf einzelne Typen dieses in seiner Ausbildung stark wechselnden Gesteins. Streichen und Einfallen des im Flußbett anstehenden Biotitglimmerschiefers wechselt vielfach, vorherrschend fand ich Streichen NO.-SW., Einfallen etwa 60° NNW. Hier und in der Folge findet sich der Glimmerschiefer vielfach von Quarz und Feldspatzwischenlagen durchsetzt, die jedoch keinerlei Erzführung aufweisen. Am ersten Übergange des Bakone fällt das Gestein dagegen mit 50° OSO. ein. Von hier ab ist es mehrfach von Muscovit-Granit durchbrochen

(z. B. in der Gegend von Tajon) (169 m), der bisweilen pegmatitische Ausbildung zeigt und dementsprechend Muscovittäfelchen bis zur Größe von etwa 1 qcm aufweist. An die Stelle des Glimmerschiefers tritt typischer Biotitgneis, der bald biotitarm, bald von glimmerreichen Zonen durchsetzt, bald reich an Pyrit-Einsprenglingen, bald frei davon, in mannigfachen Varietäten auftritt und am Flüßchen Kitsché wieder von Granitit abgelöst wird.

Unweit des Dorfes Sabbe (215 m) beim Übergange über den Croß (hier Manyu genannt) vom Zusammenflusse mit dem linken Quellarm Bafuë an, führte der Weg zunächst am rechten Manyu-Ufer aufwärts. Es beginnt nun von hier aus der Steilaufstieg zum eigentlichen Graslands- und Hochlandsgebiete (Bali-Aufstieg). Das Haupteinfallen am Aufstieg beträgt etwa 40° WSW. Der Aufstieg bietet in den tief eingeschnittenen Flußtälern mit ihren enormen Schutt- und Geröllmassen, zahlreichen Schnellen und Fällen, ein großartiges Bild von der Wirkung der Erosionstätigkeit des Wassers. Fast genau mit der Erreichung des Randes des Steilanstieges und dem Wechsel der Vegetation vom Urwald- zum Grasbestand, tritt hier auch ein Wechsel in den geologischen Verhältnissen ein. Während der Anstieg lediglich an den Steilhängen des Gneises emporklomm, zeigt der Gneis sich auf der Höhe vielfach von Granitgängen und Stöcken durchsetzt und diese sind wieder von Basalten durchbrochen, wie sie in Nr. 78 und 79 beschrieben sind.

Von der Höhe aus führt nun der Weg durch ein geologisch sehr einförmiges Gebiet, über dessen Aufbau der über die weiten Grasflächen zum ersten Male frei hinschweifende Blick alsbald von den ersten Berggipfeln einen umfassenden Eindruck gewinnt, dem dann die einzelnen Beobachtungen am Wege ganz entsprechen. Das Hochland, (die Höhe beim Wege bei Baminji betrug 1285 m, der auf ganz kurzer Wegestrecke bewältigte Höhenunterschied demnach über 1000 m) in seiner Unterlage aus den typisch am Baliaufstiege beobachteten Gneisen bestehend, an die sich bei Tinto ein breiter Mantel von Glimmer-

schiefern anlegte, ist auf der Höhe vielfach durchbrochen von zahlreichen Granitkuppen, die, von der Erosion schon in früheren geologischen Zeiten bloßgelegt, dem Gebiet wohl schon den Charakter eines bergigen Hochlandes verliehen. In neuerer geologischer Zeit sind nun, wie es scheint, mit Vorliebe diesen Granitausbrüchen oder -aufwölbungen folgend, jüngere basaltische Eruptivgesteine, teils in Kuppen emporgewölbt worden, teils haben sie die Granite und den Gneis durchbrochen und Veranlassung zu weit sich ausdehnenden Ergüssen und Deckenbildungen und zahlreichen Tuff-, Aschen- und Breccien-Bildungen gegeben. Das daraus entstehende Bild bietet nun in typischer Weise der Weg nach Bali. Über fast zahllose Basaltkuppen führend, taucht er in den dazwischenliegenden Tälern immer wieder in ihre Unterlage, die Gneise und Granite hinab, die vielfach von den Wasserläufen angeschnitten sind (s. Gest.-Beschr. 78). Gerade dieses scheinbar regellose Emporquellen der zahlreichen Basaltkuppen, die hier durchaus nicht in Linien oder erkennbaren Richtungen angeordnet scheinen, so daß man etwa mit Passarge annehmen könnte, daß sie Glieder der großen Spaltenausbrüche seiner hypotetischen Kamerunspalte darstellen, hat hier in ganz charakteristischer Weise die Wegführung erschwert, so daß die Summe der verlorenen Steigungen eine enorme auf dieser Strecke ist, um so mehr, da man, vielleicht aus strategischen Gründen, mehr Wert auf die möglichst direkte Richtung, als auf die möglichste Vermeidung von Steigungen gelegt zu haben scheint. Es mag hier nur angedeutet werden, daß als Verkehrs- oder Transportstraße naturgemäß eine Führung des Weges unter möglichster Vermeidung von verlorenen Steigungen sehr wohl sich selbst in diesem für die Wegeführung schwierigen Gelände ermöglichen ließe, sofern man die durch Höhenunterschiede bedingte Wegverlängerung nur in der Horizontalebene durch Windungen, Bogen oder Krümmungen, die den Berghängen folgen, nutzbar anzuwenden versuchte. Für den Einblick in den geologischen Aufbau des Gebietes erwies sich freilich die gewählte Wegeführung als besonders günstig. An der

Grenze von Gneis oder Granit mit den durchbrechenden Basalten war ein scharfer Contact hier nirgends zu beobachten, dagegen hatte der Flußlauf des Croß einige schöne Contactstücke als Gerölle schon am Fuß des Balianstieges geliefert, wie eins unter Nr. 74 näher beschrieben ist. Gneis und Granit waren gewöhnlich verändert. Neben schiefriger Absonderung stellte sich gewöhnlich eine starke Muscovitführung ein, eine Beobachtung, die ganz allgemein auch für die später bereisten Gebiete, besonders des Bamenda-Bezirkes mit seinen jungeruptiven Basalt- und Trachyt-Gebirgsmassen Geltung hatte. Daß der unterlagernde Gneis naturgemäß infolge der basaltischen, wohl auch schon der älteren Granitdurchbrüche, mannigfache Lageveränderungen erlitten, wurde wiederholt durch Messungen bestätigt. Mit der Annäherung an Bali-Dorf stellten sich die Basaltkuppen immer zahlreicher ein. Sie stehen häufig durch Decken miteinander in Verbindung, und werden dicht vor dem, auf einer Zahl solcher Basaltkuppen gelegenen Dorfe Bali noch einmal durch Gneis und hellen, stark gequetschten Granit unterbrochen. Sowohl die Häuptlingsgehöfte, wie auch die weither erkennbaren Bauten der Baseler Missionsstation liegen auf Basaltkuppen. Der Basalt an dem Missionshügel ist in seiner petrographischen Beschaffenheit unter Nr. 82 näher beschrieben.

Er ist vorzüglich säulig abgesondert und lieferte dadurch ein ganz hervorragendes und verhältnismäßig leicht zu gewinnendes Baumaterial für die Missionsgebäude. An einer Seite des Berges ist der Basalt von einem dicken Tuffmantel eingedeckt. Der Tuff (Gest.-Beschr. 82) besteht zumeist aus, durch Gasexhalationen zersetzten und gebleichten Bimsstein-, Lapilli- und Schlackenmassen, die durch feine Aschen verkittet sind. Er ist durch die Verwitterung und Zersetzung von Kalk befreit, so daß er sich in seiner jetzigen Zusammensetzung zur Herstellung von Zement nicht mehr eignet, wozu ihn zu verwenden ja bei seiner Ähnlichkeit mit Puzzolan und Traß an und für sich nahe liegen würde. In ihrem ganzen Habitus gleichen diese Tuffe außerordentlich den Bimssteintuffen des Brohltales am Rhein.

Die Analyse[1]) einer Probe solcher Tuffe von dem Missionsstationshügel zu Bali (Gest.-Beschreibung 82) ergab:

| | | |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 59,80 | v. H. |
| $Al_2O_3$ | 20,57 | „ |
| $Fe_2O_3$ | 5,66 | „ |
| $CaO$ | 0,38 | „ |
| $MgO$ | 0,60 | „ |
| $K_2O + Na_2O$ | 7,99 | „ |
| Glühverlust | 6,45 | „ |
| | 101,45 | |

Auffallend ist hierbei der hohe Gehalt an Alkalien, bei geringem Kalkgehalt. Sehr wahrscheinlich ist er auf die Absorption von Kali und Natronsalzen durch Zeolithe und einen größeren Gehalt an noch unzersetzten Alkalifeldspat- oder Leucitteilchen zurückzuführen, die sich im mikroskopischen Bilde nicht mehr sicher erkennen ließen.

Möglicherweise würde es durch geeignete Nachforschungen gelingen, ein weniger zersetztes und kalkreicheres Material aufzufinden, da zahlreiche Hänge vor Bali (s. Gest.-Beschr. 80) davon bedeckt erscheinen; (sie sind infolgedessen weithin weiß leuchtend). Vielleicht könnte man auch durch einen geringen Kalkzusatz ein etwa dem Puzzolan ähnliches Produkt erhalten. Erwähnt sei noch, daß sich vielfach in dem Tuff des Missionsberges Holzreste bis zu mehreren qcm Größe in ziemlich frischem Erhaltungszustande vorfinden.

Für die Wasserversorgung des hochgelegenen Bali-Dorfes ist eine an der Grenze zwischen Basalt und unterlagerndem Gneis am Berghange entspringende Quelle, kohlensäurehaltigen Wassers (Eisensäuerling) von besonderer Wichtigkeit.

Die nicht von Tuffen bedeckten Basaltkuppen sind vielfach hier im Orte, aber auch besonders am Wege nach Bamenda hinter Bali-Dorf, jenseits des Foschĕte-Tales vielfach von Ba-

[1]) Die Ausführung dieser Analyse hat in liebenswürdiger Weise Dr. L. Brandt, Dortmund, übernommen.

salteisensteinen bedeckt, die z. T. ganz vorzügliche Erze darstellen; wie ich bereits in meiner vorläufigen Mitteilung S. 29 unter Anführung nachstehender Analyse erwähnte:

| Roteisenerz von Bali | | |
|---|---|---|
| Fe . . . . . . | 42,25 | v. H. |
| $SiO_2$ . . . . . . | 12,26 | „ |
| Mn . . . . . . | 0,35 | „ |
| CaO. . . . . . | 0,00 | „ |
| MgO . . . . . | 0,00 | „ |
| P . . . . . . . | 0,17 | „ |

Diese Erze sind laterisierte Basalte. Sie treten an verschiedenen Berghängen in bedeutender Mächtigkeit auf und können immerhin später bei geeigneten Transportmitteln von Bedeutung werden.

Auf die überaus große Fruchtbarkeit jener Gegenden mag hier nur kurz hingewiesen werden. Basaltverwitterungsprodukte und Tuffe haben in dem gesamten Gebiet einen vorzüglichen in den Tälern und an ihren Hängen tiefgründigen Ackerboden geschaffen und so ist es leicht erklärlich, daß gerade hier eine der volkreichsten Ortschaften entstehen und sich ein so kraftvoller Volksstamm entwickeln konnte, wie es die Balis sind. Daß trotz Jahrhunderte langem, sehr intensiven Anbau von Pisang- (Planten) Bananen, Mais, Tabak, Bataten usw. dort doch noch bei geeigneter Anbaumethode, besonders aber durch eine leicht zu bewirkende zweckmäßige Bewässerung, oder bessere Verteilung der Wassermengen durch geeignete Wasserwirtschaft, noch in Zukunft die Ertragfähigkeit dieser Gebiete wird gesteigert werden können, ist zweifellos. Klima und Bodenbeschaffenheit lassen übrigens vermuten, daß außer den genannten heute von den Eingeborenen betriebenen Kulturen auch Korn und Weizen, Kartoffeln, Baumwolle, Reis, Tabak, der ja schon von den Eingeborenen gebaut wird, sehr wahrscheinlich auch Wein, vorzüglich gedeihen würden. Daß alle Arten europäischer Gemüse bei entsprechender Pflege dort

wachsen, zeigte mir ein Blick in den Garten der Missionsstation.

Unmittelbar hinter Balidorf führt der Bamenda-Weg durch das besonders fruchtbare Tal des Foschĕte mit seinen sanfteren Hängen. Im Flußbett selbst findet sich ein Gesteinsaufschluß, der in nebenstehender Figur 8 wiedergegeben ist.

Figur 8

Wasserspiegel des Foschet bei Bali

**Profil am Foschet, bei Bali**

a. Kavernöse, zersetzte Lava.
b. Schwarze Aschensande, Lapilli und Bomben.
c. Aschen- und Lavadecken-Schicht mit eingelagerten großen Basaltblöcken.
d. Tufflöß und Humusdecke.

Auf die scheinbar durch Gasexhalationen zersetzten und gebleichten Laven der Schicht a erfolgte hier offenbar ein Regen von Aschen, Lapilli und Bomben, in deren letzter Dauer, wohl infolge des Zerberstens des Kraterrandes, gewaltige Basaltblöcke herabrollten, während gleichzeitig an einzelnen Stellen neue Lavaergüsse herabflossen. c ist dann von ungeschichtetem sehr feinem, sandigen, losen Tuffmaterial überdeckt, was etwa durch Windtätigkeit abgelagert sein mag, und nach der Oberfläche in eine tonige humusreiche schwarze Decke übergeht.

Nach alledem kann angenommen werden, daß das heutige Balidorf und die Missionsstation auf den heute z. T. verstürzten Resten eines alten zerborstenen Kraterrandes liegen dürfte, über dessen einstigen Aufbau sich wohl erst nach eingehenderen Untersuchungen weitere Vermutungen aufstellen lassen können. Ver-

mutlich steigt am jenseitigen Foschëte-Ufer der alte Kraterrand wieder an. Es finden sich hier am Aufstieg neben schlackigen Basaltgeröllen, ähnliche weiße Tuffe am Hange, die den an mehreren Stellen vorzüglich säulig abgesonderten und freigelegten Basalt eindecken. Die aufrecht stehenden Säulen bilden hier, in verschiedenen Höhen abgebrochen, natürliche Treppen am steilen Anstieg.

Bis zu dem kleinen Flüßchen Jauschi bietet sich nun das gleiche geologische Bild am Wege. Eine ganze Zahl von Basaltkuppen, die regellos nebeneinander zu liegen scheinen, sind durch hier meist sanfter abfallende Täler getrennt und bedeckt von den erwähnten Tuffen, grobem Basaltschutt, Lavastücken und einem, durch seine außerordentliche Fruchtbarkeit ausgezeichneten Basaltverwitterungsboden. Vielfach finden sich an den Hängen verkittete Konglomerate aller dieser basaltischen Produkte, die in typischer Weise laterisiert sind und intensiv rot gefärbt erscheinen, ebenso lateritische Eisenrindenbildungen und mächtigere Lagen der früher erwähnten Roteisensteine.

Einige über die anderen Basaltkuppen besonders hervorragende, bieten einen guten Fernblick über die zahlreichen umliegenden Höhen. Die Bergformen der, sich von hier aus dem Blicke bietenden Gebirgspanoramen lassen auf die Gleichartigkeit des geologischen Aufbaues jener Gegenden schließen. Ganz besonders fallen auch hier wieder verschiedentlich die Tuffbedeckungen der Bergkuppen und die teilweise sehr steilen Hänge ins Auge. Mit ihrer weithin leuchtenden hellen Farbe, die meist noch verstärkt wird durch eine Bedeckung mit eigenartigen weißen Flechten, der ersten Vegetation, die an den steilen Hängen sich anzusiedeln beginnt, und die sie wirkungsvoll von der dunkleren Grasbedeckung auf weite Entfernungen sich abheben läßt, machen sie den Eindruck gewaltiger Gletscherströme, da sie infolge der Erosionswirkung der plötzlich herabstürzenden Wassermassen tropischer Gewitterregen, wie herabfließend aussehen. Dies ist für die gewaltig ausgedehnten Basalt- und

Trachyt-Gebiete der von mir bereisten Teile des Bamenda-Bezirkes ein ganz charakteristisches, immer wieder sich bietendes Bild.

Von dem erwähnten kleinen Flüßchen Jauschi ab wird noch einmal ein größeres zusammenhängendes Biotit-Granit-Massiv ohne Bedeckung durch jüngeres Gestein durchquert, und zwar bildet es heute in seinen Oberflächenformen ein deutlich welliges Hügelland, in dem die Wellenkämme ziemlich parallel SO.-NW. verlaufen. Auch hier zeigt sich wieder in bezeichnender Weise die Abhängigkeit einer praktischen Wegeführung von der Erkenntnis des geologischen Aufbaus des Gebietes. Der heutige Weg kreuzt nicht sehr zweckmäßig alle die zahlreichen Täler und Höhenzüge.

Am kleinen Flüßchen Schilli, dicht unterhalb der Bamendahöhen, beginnt dann wieder die Tuffbedeckung, aus der noch in tieferen Taleinschnitten der unterlagernde hier stark muscovitisierte Granit und Gneisgranit hervortritt, der bereits am Naka auf kurze Erstreckung einen Basaltdurchbruch und Basaltbedeckung aufwies.

Von weit her läßt sich schon das Bild der Bamenda-Trachyt-Höhenzüge mit seinen charakteristischen Steilabstürzen und abgebrochenen Rändern beobachten.

Vom Schilli ab beginnt dann der Aufstieg an den Rändern dieses gewaltigen jungeruptiven Kratermassivs von Bambuluae-Bamenda, auf dessen südlichen Ausläufern die Station Bamenda erbaut ist. Der terassenartige Aufbau, sowie die Zusammensetzung der Bergzüge und steilabfallenden Höhenränder aus Laven und Tuffen finden sich dann mehrfach im Bamenda-Bezirk wieder, so bei Lakom, Groß-Babanki, Babanki-Tungo, am Kogam und Batmatschem im südlichen Bamum, in Bansso u. s. f. Auf die Ähnlichkeit und den vermutlich analogen Aufbau der Gebirgszüge nördlich des Manenguba-Gebirges habe ich bereits an anderer Stelle hingewiesen. Das allgemein an den Steilrändern herrschende Gestein ist ein häufig geschichteter oder lagenweise

abgesonderter Tuff, dessen petrographische Beschaffenheit unter Nr. 92 erörtert ist. Meist weiß, bis lebhaft rosa und durch eisenhydroxyd-reiche Zwischenlagen und Kluftausscheidungen lebhaft gelbrot, violett und braun gefärbt, bestehen diese Tuffe offenbar aus dem in feinste Teilchen zerstäubtem trachytischem Magma. Vielfach sind diese Staubmassen wieder zu hartem Gestein durch Druck oder Frittung verfestigt und erfüllt von teils wohlausgebildeten, teils deutlich gerundeten und wie randlich geflossen erscheinenden Sanidinkrystallen, die bis mehrere Millimeter Größe erreichen. Im äußeren Habitus des Gesteins ist die, den Trachyttuffen ganz allgemein zukommende Eigenschaft des Sichrauhanfühlens bezeichnend und ihre Ähnlichkeit in der häufig deutlichen Schichtung und in der Farbe mit Sandsteinen, für die sie ja scheinbar (vergl. Sedimentärgestein von Bafut nach Zintgraff) von allen Reisenden bisher gehalten wurden. Sie werden vielfach, wo sie durch die Erosion angeschnitten, oder wo, wie in vielen Ortschaften jener Gebiete, die Wege tief in sie eingeschnitten sind, als natürliche Umwallungen der Eingeborenen-Dörfer, wie in Bafut, benutzt. In Bamenda werden sie in einzelnen Lagen gebrochen und lassen sich ganz wie Sandsteine leicht zu Bausteinen verarbeiten. Die einzelnen Lagen sind häufig durch flache Höhlungen und Wölbungen der auflagernden Schichten von einander getrennt. Äußerlich verraten sich solche dann gewöhnlich schon durch den hohlen Klang beim Anklopfen des Gesteins. Aus diesen Tuffsandsteinen, wenn man so sagen darf, war zum Beispiel das damals einzige Steinwohnhaus für die Europäer der Station errichtet. Da die eingesprengten, vielleicht leicht zersetzbaren Sanidinkrystalle nur einen sehr verschwindenden Bruchteil des ganzen Gesteins ausmachen und nur klein sind, ist es immerhin ein dauerhaftes Baumaterial. Durch seine Widerstandsfähigkeit unterscheidet es sich vorteilhaft von den, durch ihre leichte Verwitterbarkeit zu so trauriger Berühmtheit gelangten Trachytlaven von Niedermendig, deren Verwendung zum Kölner Dombau schon heute das stolze Bauwerk in so bedauerlicher Weise in seinem Bestande bedroht.

Die Gesamtheit dieser feinkörnigen, rauhen Trachyttuffe möchte ich für die Folge, da sie vielfach wiederkehren, mit dem Namen Trachyttuffe Typus Bamenda bezeichnen.

Eingelagert oder in bisweilen mächtigen Decken und Zwischenlagen eingeschaltet in diesen Tuffen, finden sich dann häufig dichte, sehr harte meist eutaxitisch geflammte Laven, deren mikroskopisches Bild in Nr. 87 näher erörtert ist. Häufig hüllen diese, deutlich fluidal struierten Laven auch fremdartige Einschlüsse, Basalt- und Trachytbruchstücke und -Lapilli ein. Sie zeigten bisweilen Gneis- und Granitbrocken, zusammenhängende Tuffstücke des oben erwähnten Typus Bamenda und Obsidianstücke. Sie haben ebenfalls eine weite Verbreitung, ich will sie als Lavadecken Typus Bamenda bezeichnen. Über ihre Entstehung kann kaum ein Zweifel herrschen, es sind herabgeflossene Laven, auf die noch zur Zeit ihrer Bewegung Aschen- und Lapilliregen der Eruptionen herabfielen oder beim Herabfließen von ihnen mitgerissen wurden. Bisweilen zeigen diese Laven eine säulige Absonderung, wie sie ja typisch vom Basalt (bes. bei Bali beobachtet) vielfach bekannt sind. Einzelne große Gerölleblöcke solcher Laven, wie sie die Höhen unterhalb des Bamenda-Steilhanges zum Teil bedecken, täuschen dann leicht infolge ihrer säuligen Absonderung von fern eine deutliche Schichtung vor, wie die Abbildung Nr. 17 erkennen läßt. Andererseits sind unter den Tuffgesteinen auch solche mit deutlicher Schichtung nicht selten, wie ich ja dies schon erwähnte und später besonders am Wege Groß-Babanki-Lakom noch deutlicher beobachten konnte.

Als drittes Glied reiht sich diesen beiden ein als Trachytbreccie, Typus Bamenda, zu bezeichnendes Gestein an. Es findet sich besonders an den Steilabstürzen der Lavazüge in die Täler und besteht aus einem wirren Durcheinander von allen vulkanischen Produkten, Lavastücken, Tuffmassen, Glasstücken, Bomben, Granit-, Gneis-, Basalt- und Trachytbrocken, meist in eckigen durch Tuff verkitteten und in einander gepreßten Massen bisweilen auch lokal, deutlich abgerollte Gesteinsfragmente ein-

schließend. Dieser Typus findet sich außer bei Bamenda unter anderem noch charakteristisch am Steilanstiege von Babessi nach Bansso. Es handelt sich hierbei jedenfalls um die von den Lavazügen mitgeführten und randlich am Ende und auf dem Grunde der Ströme zusammengeschobenen und zusammengeballten Gesteinsbruchstücke, die man nach ihrer Entstehung vielleicht am anschaulichsten mit den Gletschermoränen vergleichen könnte, wenn man sich an Stelle der Eismassen des Gletschers die flüssigen Lavamassen tretend denkt. Schließlich gehört hierzu das eigentliche Ergußgestein zu allen diesen vulkanischen Produkten, der massige Trachyt. Er ist bei Bamenda selbst selten charakteristisch aufgeschlossen, sondern hier meist durch die anderen Gesteinstypen verdeckt, dagegen setzt er die hohen Kraterränder des nahen Bambuluae-Massivs und insbesondere seine höchste Erhebung, den Muti-Berg zusammen, weshalb ich ihn Typus Bambuluae nennen möchte. Bezeichnend für dieses Gestein sind die Nr. 91 und 94 der Gest.-Beschr.

Naturgemäß lassen sich zwischen diesen erwähnten Typen mannigfache Übergänge beobachten, wie sie ja auch andererseits in buntem Wechsel auftreten, aber im Wesentlichen werden sich alle Gesteinsvorkommen der Trachyt-Eruptionsgebiete auf diese 4 Typen zurückführen lassen.

Zahlreich sind daneben mannigfache Zersetzungsprodukte der erwähnten Gesteine vertreten. Eine große Rolle spielen in den Taleinschnitten der Flüsse weiche, lehmartige, sehr fruchtbare Bodenarten, die ihre Entstehung wohl z. T. der aufbereitenden und zusammentragenden Tätigkeit der Winde verdanken, und ganz analog dem von Bergeat[1]) zuerst beschriebenen äolischen Tufflöß entstanden zu sein scheinen. Sie bilden, in mächtigen Lagen häufig bis in größere Tiefen laterisiert und intensiv rot gefärbt (z. B. auch auf dem Farmgelände der Station Bamenda), den vorzüglichen Ackerboden

[1]) A. Bergeat, Die äolischen Inseln. München 1899.

an sanfteren Talhängen und den Standort der für das Landschaftsbild so charakteristischen und wirtschaftlich so wichtigen Bestände an Weinpalmen (Raphia vinifera) in den Tälern und Schluchten. (Bekanntlich liefern diese Palmen nicht nur den in jenen Gegenden überall in großen Mengen hergestellten Palmenwein, ein sehr erfrischendes und angenehmes Getränk, sondern auch fast allein das nötige Feuer- und Bauholz der Negerbehausungen, ja selbst das Material für Fähren und Floßbau, wie am Nun-Übergange.

Die Entstehung dieser Bodenarten wird sehr überzeugend veranschaulicht, wenn man die Wirkungen der besonders im Januar und Februar über jene Gegenden hinfegenden Sandstürme zu beobachten Gelegenheit hat. Ein einziger solcher nur wenige Stunden anhaltender Sturm, häuft oft nach Zentimetern zu messende Sand- und Staubanwehungen zusammen, ja er läßt sie sogar in geschlossene Räume durch Fugen und Ritze in sehr wenig angenehmer Weise hineindringen.

Selbstverständlich spielen bei dem periodischen enormen Wasserreichtum der Tropengegenden auch jungalluviale Bildungen eine gewisse Rolle, wenngleich auch bei dem Vorherrschen steiler Talränder und dem meist starkem Gefälle der Wasserläufe sie bei weitem nicht die Verbreitung haben, wie man wohl anzunehmen geneigt sein könnte. An steilen Berghängen und unter überhängenden Gesteinsabfällen, am Grunde steiler Felswände finden sich häufig ganz jugendliche Konglomerate, aus vielen, verschieden großen, im Wasser abgerollten Gesteinsstücken bestehende, durch lehmige und tonige Bindemittel verkittete Gesteine. Ihre Entstehung ist bei der Berücksichtigung der bei tropischen Gewittergüssen plötzlich herabstürzenden Wassermassen sehr erklärlich. Diese reißen selbst größere Gesteinsstücke mit großer Gewalt mit sich, um sie am Grunde der Felswand in Wällen und Barren abzusetzen, worauf dann schon eine kurze, dem Regen folgende Trocken- und Hitzeperiode genügt, wie ich an anderer Stelle ausführte, sie fest

zu verkitten. In anderem Zusammenhange habe ich schon darauf hingewiesen, daß diese jugendlichen alluvialen Konglomerate selten lateritische Verwitterung, wenigstens nicht in der charakteristischen Rotfärbung durch Eisenoxydausscheidung aufweisen. Sand und alluvialer Lehm nehmen naturgemäß in jenen schrofferen Gebirgsgegenden eine untergeordnete Bedeutung an. Sie finden sich kaum äußerhalb der Flußläufe ebenso wie Kies und Flußschotterterrassen, die eben dann meist fest verkittet und von den erwähnten Konglomeraten nicht zu trennen sind. Das Fehlen guten, als Bindemittel zu Bauzwecken verwendbaren Lehmes war z. B. für die Station Bamenda zur Kalamität geworden, da der erdige laterisierte Tufflöß sich wenig haltbar erwies. Ich konnte damals der Station ein geeignetes Material in dem kaolinisierten Zersetzungsprodukt einer stark muscovithaltigen und hauptsächlich aus Gesteinsbrocken der Gneisunterlage entstandenen Tuffbreccie nachweisen, das ein vorzügliches steinhart werdendes Bindemittel für Bauzwecke lieferte. Die Wasserversorgung von Bamenda, einer Station, die doch immerhin als vorgeschobener befestigter Posten in einen Belagerungszustand versetzt werden könnte, war damals eine ungenügende, zumal auch in Friedenszeiten die Wasserbeschaffung am etwa 15 Minuten entfernten, außerhalb der Stationsumwallung gelegenen Flußlaufe, erheblichen dauernden Arbeitsaufwand erforderte. Deshalb war man vor meinem Dortsein daran gegangen, innerhalb des Stationsgeländes einen sehr geräumigen Brunnenschacht im anstehenden Tuffgestein abzuteufen, weil ein Unteroffizier der Station, der sich für einen Kundigen der Wünschelrute ausgab, dort die „Wasserader“ mit seiner „Rute“ glaubte gefunden zu haben. Da er aber wohl kein „zünftiger Rutengänger“ gewesen, wollte das Wasser sich bei einer Tiefe von 15 m noch nicht zeigen, während das Gestein bedenklich hart und fest wurde. Ich konnte nun an der Hand sehr einfacher geologischer Betrachtungen, zwar nicht auf dem Stationshof selbst, auf den steilen Tuffhängen, aber in unmittelbarer Nähe, eine Stelle be-

zeichnen, an der ein starker Grundwasserstrom unweit der Oberfläche vorhanden sein konnte. Ein an dieser Stelle wenige Meter tief gegrabener Brunnenschacht lieferte selbst in der damals größten Trockenheit sehr reichlich gutes, klares Wasser, das natürlich vor dem Wasser des bisher benutzten offenen Wasserlaufes einen wesentlichen Vorteil schon in hygienischer Beziehung bot, dann aber auch natürlich gerade in der Trockenzeit eine angenehme erfrischende Temperatur aufwies. Es konnte also hier auch ohne Wünschelrute dem Wassermangel Bamendas dauernd abgeholfen werden. Der tiefe Brunnenschacht auf dem Stationshofe konnte, wohlverdeckt (der Moskitogefahr wegen) als Cisternenbrunnen für den Notfall und für die Bewässerung der nahegelegenen Gemüsegärten der Station geeignete Verwendung finden.

Weit verbreitet ist im Tuff- und Lavagebiet allenthalben die Bildung von jugendlichen Eisenerzen, die sich hauptsächlich in Spalten des Gesteins, aber auch oberflächlich als Rinden und Krusten, aus Brauneisenstein bestehend, vorfinden. Meist sind sie da entstanden, wo dauernd Quellwasser über einen Berghang rieselt, oder in Gesteinsvertiefungen ohne Abfluß sich kleinere Wasserlachen und Sümpfe bildeten, in denen Pflanzenwuchs die Abscheidung der Eisenverbindungen nach Analogie der bekannten Raseneisenerzbildungen beschleunigte. Diese Erze bilden meit das Rohmaterial der überall in den Graslandsgebieten betriebenen Eisengewinnung, neben der auf bestimmte Gebiete beschränkten Spinnerei von Baumwolle und Weberei zu Stoffen, sowie der Herstellung von Lederarbeiten im Haussa- und Fullah-Gebiet, wohl der einzigen von den Eingeborenen betriebenen Industrie. Ein durch seinen hohen Eisengehalt, sein eigenartiges Auftreten besonders bemerkenswertes Erz fand ich in Bangangu, einem kleinen nahe Bamenda, an den erwähnten Tuff- und Lavasteilhängen gelegenen Dorfe, das ganz besonders durch seine Eisenproduktion unter den Eingeborenen schon lange und weithin bekannt ist.

Eine Analyse[1]) des dort beobachteten Erzes ergab:

| | |
|---|---|
| Fe . . . . . . | 55,40 v. H. |
| Mn . . . . . | 8,43 „ |
| CaO . . . . . | 0,89 „ |
| P . . . . . . . | 0,12 „ |
| MgO . . . . . | 0,00 „ |
| $SiO_2$ . . . . . | 9,21 „ |

Es zeichnet sich also durch hohen Eisen- und Mangangehalt vorteilhaft von den übrigen quarzreichen Lateriteisensteinen aus. Von eigenartigem schlackigen Aussehen, ist es vielfach von meist parallelen Röhren durchzogen, die deutlich die ehemals in ihnen enthaltenen Pflanzenstengel und Wurzeln erkennen lassen. Es macht ganz den Eindruck eines stark ausgedörrten oder gefritteten Raseneisenerzes. Bei meiner Anwesenheit wurde es von den Eingeborenen am Rande eines kleinen Flußlaufes unter den Wurzeln eines Riesenbaumwollbaumes mit vieler Mühe hervorgeholt. Leider fehlte es an einem für die endgültige Entscheidung über sein Entstehen notwendigen Aufschlusse, da die Eingeborenen es eben nur an verschiedenen, offenbar nicht miteinander im Zusammenhang stehenden Stellen in kleinen Schürflöchern in den Felsentälern und Vertiefungen gewinnen, deren Umgebung ganz charakteristisch mit der sonst spärlichen Baumvegetation bedeckt ist. Dies weist schon auf das höhere Alter der Bildungen hin, als man es den sonstigen, den Raseneisensteinen zuzurechnenden Erzen wohl zuschreiben muß. Ganz ähnliche Bildungen fand ich später im Bafut-Gebiete. Man könnte versucht sein, diese Erze für alte Eisenschlacken früherer Schmelzungen der Eingeborenen zu halten, doch spricht dagegen entschieden sowohl die Zusammensetzung wie das Vorhandensein der erwähnten röhrenförmigen Umhüllungen alter Stengel und Wurzelreste, so daß wohl nur die oben gegebene Entstehungsweise in Betracht kommen kann; freilich muß die Frage nach dem Entstehen der eigenartig schlackig gefritteten Struktur

[1]) Durch gütige Vermittelung von Herrn Direktor F. Graßmann im Laboratorium des Eisen- und Stahlwerkes »Union« in Dortmund ausgeführt.

noch offen bleiben. Alte Eisenschlackenhalden sind natürlich in jenen Gegenden nicht selten anzutreffen, meist aber als solche nach Lage und Aussehen zu erkennen, und von obigen Erzen zu unterscheiden. Ich fand sie typisch in Babungo, Bansso, Mwela und Banjo. Auf die weiteren Beobachtungen über die Eisengewinnung einzugehen, würde hier zu weit führen. Der Weg nach Bagangu, zum größten Teile dem ausgebauten Verbindungsweg Bamenda-Fontem folgend, führte über zahlreiche Kuppen und Lavazüge des offenbar zu den Tuffen gehörigen Ergußgesteins. In den Flußtälern zeigte sich mehrfach das schon vor Bamenda beobachtete liegende Gestein aller dieser jungeruptiven Bildungen, ein muscovitreicher Gneis-Granit angeschnitten. Deutlich ließen sich auch hier die an den Enden der Lavazüge, da wo diese steil ins Tal abstürzten, zu Kuppen und Anhöhen aufgehäuften Breccien beobachten mit ihren charakteristischen steilen nur mit spärlicher Flechtenvegetation bedeckten Hängen.

Eine weitere von Bamenda aus unternommene Reise führte mich in das gerade im Kriegszustande und kurz vor der endgültigen Unterwerfung befindliche Land der Bafuts. Der im allgemeinen N. und NNO. zunächst bis Bandeng eingeschlagene Weg führte bis dahin durch ein sanft welliges Gneis und Granitgebiet, mit mehreren fast N.-S. verlaufenden tiefer eingeschnittenen Tälern. An einzelnen Punkten fanden sich Reste kleiner Basaltdurchbrüche und namentlich beim Häuptlingsdorfe Bandeng (1318 m) mehrfach der Tuff vom Typus Bamenda. Der Weg führte bis dahin durch ein sanftwelliges Gneis- und Granitgebiet, das sich am Flüßchen Mellie zu einem bedeutenderen Höhenzuge mit charakteristischer Granittrümmerbedeckung erhebt, ein Zeichen, daß hier wahrscheinlich der Granit nicht von Eruptivgestein und Tuffen eingedeckt war, die am Dorfe selbst wieder in der von Bamenda typisch beschriebenen Weise den Granit überlagern. Hier finden sich denn auch in den weichen Tuff tief eingehauen, die in den Ort führenden Schleichwege, wobei die stehengebliebenen Tuffwälle als Befestigungen und Schutzmauern seitens der Eingeborenen

verwandt wurden. Im stark gequetschten Gneis am Fuße der Bamenda-Station konnte ich mehrfach mit Brauneisenerz und milchweißem zerriebenem Quarz erfüllte Gänge beobachten, sowie im Granitmassiv am Mellie zahlreiche Pegmatitgänge, ohne daß einer dieser mehrfach näher untersuchten Gänge beachtenswerte Erzführung aufwies.

Die weitere Reise Bamenda-Bamum führte alsdann durch das ausgedehnte Gebiet der jungvulkanischen Bedeckung mit allen den bereits beschriebenen Gesteinstypen, die hier in buntem Wechsel aufeinander folgten. In deutlichen schiefrigen Lagen abgesonderte Ergußgesteine wechselten mit blasig-schlackigen Basaltlaven, deren mikroskopischer Befund in Nr. 96 erörtert ist, und den Basalten der Nr. 98, sowie ausgedehnten von Tuffen bedeckten Gebieten. Durch die Erosion freigelegt, fiel ein etwa 150 m hoher Bergrücken des grobkrystallinen Augit-Trachytes der Nr. 95 auf. Vielfach fanden sich, am Wege angeschnitten, stark kaolinisierte Tuffe und zusammengeschwemmte Kaolinlager. Beim Abstieg in das Tal von Babanki-Tungo überschreitet der Weg den Rand eines gewaltigen Einbruchskraters und führt auf einem nach dem Innern des ehemaligen Kraterkessels sich hineinziehenden Rücken hinab, nach beiden Seiten einen überwältigend imposanten Einblick in die gewaltigen Einbruchstäler zu beiden Seiten des Weges bietend mit ihren jenseits teils fast senkrecht, teils in einzelnen Terrassen abgebrochenen Rändern, über die mehrfach schäumende Wasserfälle herabstürzen. Dieser Felsgrat, den der Weg benutzt, setzt sich dann in der weiten rings von den Steilrändern umgebenen Tale in mehreren beim Abbruch stehen gebliebenen Felsnadeln deutlich fort, die ganz unvermittelt, fast senkrecht bis zu etwa 100—120 m aus dem Tale emporragen und neben den grotesken Steilrändern mit ihren Felsstürzen den Namen „Felsental" von Babanki-Tungo rechtfertigen. Diese Felsnadeln, die ich als „Nadelhorste" bezeichnen möchte, deren zwei die Abbildung Nr. 18 wiedergibt, bestehen in ihrem Sockel aus dem auch sonst in der Umgebung vielfach anstehenden und freigelegten Muscovit-

gneis, auf dem Trachyt und Trachyttuffe gelagert sind, die nun auch in herabgestürzten Trümmern den Sockel zumeist eindecken. An einzelnen Punkten, besonders in der Nähe der im Bilde dargestellten Felsnadeln, ist das stark gepreßte und gequetschte Unterlagsgestein der jungvulkanischen Massen stark muscovitführend. Die einzelnen Muscovitblättchen erreichen gelegentlich die Größe von 1—2 qcm, auch sollen sogar bis handtellergroße Tafeln in der Nähe gefunden worden sein. Ich sah solche nicht, die Eingeborenen wußten auch keine Fundstelle dafür anzugeben. Es ist nach dem mutmaßlichen Entstehen zu urteilen, dort kaum auf etwa wirtschaftlich ausbeutbare Glimmervorkommen zu rechnen. An dem Abhange, dem der Weg vom Talrande aus folgt, finden sich bedeutende Ablagerungen von feinerdigen weißen Massen, die lange von den Europäern der Station Bamenda für Kalk gehalten wurden und dort auch an dessen Stelle mit gutem Erfolge zum Tünchen der Hauswände benutzt wurden. Diese feinerdigen Massen sind offenbar die durch Gasexhalationen am alten Kraterrande zersetzten und gebleichten Tuff- und Brecciengesteine (vergl. Nr. 97 der Gest.-Beschreibung), sie enthalten[1]:

73,42 v. H. $SiO_2$
17,44 „ $Al_2O_3 + Fe_2O_3$

sind also sehr kieselsäurereiche Zersetzungsprodukte und enthalten Kalk nur in Spuren.

Eine zweite Probe ergab[2]:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 73,16 |
| $Al_2O_3$ | 15,86 |
| $Fe_2O_3$ | 1,76 |
| CaO | 0,15 |
| MgO | 0,26 |
| Glühverlust | 2,72 |

Die zu 100 fehlenden 6,09 v. H. dürften im wesentlichen Alkalien sein, die nicht bestimmt wurden. Also auch hier ist

[1]) Bezüglich Ausführung der Analyse vergl. S. 145.
[2]) Analytiker: Dr. L. Brandt, Dortmund.

jedenfalls der Gehalt an Alkalien noch ein überraschend hoher, was immerhin vielleicht später Interesse für die Verwendung solcher Tuffe als Düngemittel oder für die Bewertung der aus ihnen entstandenen Böden und ihre Verwendung für Anbauzwecke bieten könnte.

Nachdem der Weg vom Ort gleichen Namens in Höhe von 1300 m durch das weite Tal von Babanki-Tungo geführt, das bedeckt von ausgedehnten Mais- und Hirse(Guineakorn)-Farmen, sich durch besondere Fruchtbarkeit auszeichnet, zu der die vielen von den umgebenden Hängen herabgespülten und stark zersetzten Gesteinsfragmente offenbar mit die Veranlassung boten, steigt er abermals am jenseitigen Talrande empor. Der am Fuße des Anstieges mehrfach zu Tage tretende Biotitglimmerschiefer zeigt sich hier von Zweiglimmergranit durchbrochen, auf dem wiederum jungvulkanische Massen lagern. An diesem Talrande treten in erheblicherem Maße, z. T. glasige, z. T. porös schlackige Laven (vgl. Nr. 99) an die Stelle der Tuffe, aber auch letztere finden sich noch mehrfach. Nach Durchschreiten eines kleineren Erosionstales steigt der Weg in das breite fruchtbare Tal des Fung herab, aus dem dann jenseits des Flusses der langgestreckte charakteristisch schon weither kenntliche Höhenzug von Bakembat oder Balikumbat bis 1444 m ansteigt. Mit seinen steil abfallenden Hängen, die nur auf dem in Serpentinen schräg hinauflaufenden Wege überhaupt zu ersteigen sind, hebt sich der Höhenzug weithin aus dem Landschaftsbilde heraus, durch seine eigenartige sargdeckelähnliche Form weithin kenntlich. Die tief in das Gestein eingeschnittenen Hohlwege, die zu dem auf dem Höhenrücken liegenden ausgedehnten Ort führen, lassen sofort die Zusammensetzung aus den hier sehr gleichmäßig und dicht erscheinenden Bamenda-Tuffen und Biotit-Trachytlaven erkennen (vergl. Nr. 101). Häufig sind diese hier von einem Netzwerk dichterer, harter Gesteinsadern durchzogen, die an freien Felsflächen allenthalben ausgewittert sind und eine eigenartige gitterartige Zeichnung des
gewittert sind und eine eigenartige gitterförmige Zeichnung des

zeigte dieselbe Gesteinsfolge. Den Tuffen folgte der unterlagernde Granit, der hier wieder in freigebliebenen und mit den typischen Zerfallsprodukten der Granitmassive bedeckten wollsackähnlichen Blöcken und Trümmern bedeckt erschien. Der Granit ist hier ein grauer Granitit des gewöhnlichen Habitus. An einzelnen Stellen, so an den kleinen Flüßchen Ntschingo, Sefo und Ya-Ya greift Basalt (vergl. Nr. 100) in flußabwärts herabreichenden Zungen über den Granit und zeigt hier auch eine Reihe seiner typischen Verwitterungsformen, besonders reichlich an den Contactanschnitten. Mehrfach finden sich hier im Granit weithinziehende, meist etwa NW.-SO. verlaufende tiefe Spalten und Sprünge, die mit tektonischen Veränderungen im Gefolge der nahen Basaltdurchbrüche oder mit diesen folgenden Einbrüchen in Zusammenhang zu stehen scheinen. Unweit des Ya-Ya steigt der Weg in ein zusammenhängendes Basaltgebiet hinan, bis Bagam erreicht ist, das wiederum, wie die meisten Ortschaften jener Gegend, auf einem von Tuffgestein mit seinen typischen Kaolinlagern eingedeckten Bergrücken liegt, der von trachytischen Durchbrüchen gebildet wird, welche die offenbar älteren und von ihnen überlagerten Basalte durchdrangen.

Von Bagam (1235 m) aus, wurde das Bambuluae-Gebirge bereist. Das geologische Bild, das diese Route bot, war im wesentlichen dem bisher beobachteten ähnlich. Durch das aus Biotitglimmerschiefer bestehende Grundgebirge war vielfach Granit hindurchgebrochen, durch den nun wieder Basalt emporgedrungen war, aus dessen Eruptionsschloten dann meist trachytische Magmen in jüngster Zeit sich ergossen und gewaltige hier bis zu über 2000 m Höhe ansteigende Vulkangebiete aufbauten und sie mit Laventuffen, Aschen und Breccien eindeckten. Nur an wenigen Stellen ist der Glimmerschiefer in größeren zusammenhängenden Schollen mit emporgehoben, und dann durch tief eingeschnittene Flußläufe bloßgelegt, so z. B. bei Bagam-Bamega. Hänge- und Talsohlen sind hier meist von feinstem, rotem, durch Wind zusammengetragenem Staube überdeckt. Hier wie schon in Bamenda und auch sonst mehrfach auf dieser Reise,

besonders noch später in Galim-Bagam und mehrorts in Bamum, ganz besonders aber im Banjo-Bezirk beobachtete ich ziemlich regelmäßig periodisch auftretende sehr kräftige und stundenlang andauernde trockene Landwinde, die aus NO. wehend, diesen Staub mit sich führten. Der daraus entstehende Lehmboden ist zumeist von charakteristischen Rissen und Sprüngen durchzogen. Da sich diese Bildungen aus äolisch aufbereiteten, meist laterisierten Gesteinsteilchen zusammensetzen, sind sie wohl am treffendsten als Lateritlöß zu bezeichnen. Dieser Lateritlöß bedingt die außerordentliche Fruchtbarkeit jener Gebiete, den Reichtum und die kraftvolle Entfaltung der sie bewohnenden Volksstämme. Am Fuße des Steilanstieges zum Bambuluae-Höhenzuge beobachtet man deutlich, daß sich dort die Trachyte, (vergl. Gest.-Beschr. Nr. 102) stark gepreßt und metamorphosiert, unmittelbar dem Granit auflagern. Letztere nehmen dann an der Bildung der Tuffe, Konglomerate und Breccien-gesteine lebhaften Anteil und veranlaßten dadurch eine besonders intensive Kaolinisierung und leichte Zersetzbarkeit dieser Gesteine. Von dem 1880 m hochgelegenen Dorfe Bambuluae wurde das ausgedehnte Kratergebiet besucht, dessen Mittelpunkt der etwa 1 qkm große idyllisch gelegene Kratersee gleichen Namens bildet. Abbildung Nr. 19 gibt den Blick auf einen Teil des Sees wieder. Sein Spiegel liegt etwa 2145 m über Seehöhe und ist in weitem Bogen von den stehengebliebenen Resten des vielfach verbrochenen Kraterrandes umgeben. Diese ragen heute in grotesken und bizarren Formen, scheinbar wirr durcheinander geschoben, empor. Als einer der stattlichsten dieser Reste ist der Muti, wohl der höchste Gipfel des gesamten Massivs und wohl nahezu 3000 m hoch anzusehen. Auch hier fehlt es natürlich nicht an zahlreichen tiefen Spalten und Grabeneinsenkungen, die sich durch plötzlich auftretende Schluchten mit steilen Rändern und mehrere Meter tiefe, weithinlaufende Gräben äußerlich kenntlich machen und auf die mit den Eruptionen Hand in Hand gehenden oder ihnen folgenden tektonischen Veränderungen schließen lassen.

Von Bagam aus führte der Weg über Galim-Bagam zum Nun und seinem hier wenig breiten in den unterlagernden Gneis eingeschnittenen Tal, dessen Ränder beiderseits von Basaltkuppen eingefaßt sind, zwischen denen und über die auch der Weg hinführt. Auf den Höhen sollen beiderseits am Wege noch verschiedentlich Kraterseen verborgen liegen, von denen bisher nur der am linken Nun-Ufer südlich der Straße gelegene Monun-See bekannt geworden ist, andere sollen, nach den Berichten der Eingeborenen, nordöstlich von Galim-Bagam und nördlich der Straße und des Monun-Sees liegen. Alle diese Seen sind offenbar, wie der Bambuluae, Kraterseen, zu denen auch ohne Frage die sehr ausgedehnten Wasserbecken des weit nördlich auf etwa 6° 15′ Breite gelegenen Mauwes-Sees und des auf 6° 30′ gelegenen Ndü-Sees zu rechnen sind, ebenso des kleinen später in der Landschaft Bamum von mir beobachteten Sees von Fopengam, im Batpui-Gebirge. Ihre Zahl wird sich voraussichtlich mit der genaueren Erforschung des Landes vermehren. So reizvoll der Anblick der breiten Wasserader des Nun auch in landschaftlicher Beziehung sein mag, namentlich wenn man zur Trockenzeit dorthin gelangt, wo auf allen umliegenden Basaltkuppen und Bergzügen fast jede Vegetation erstorben ist und die abgebrannten Grasflächen den trostlosen Eindruck frischer Lavafelder vortäuschen, so wenig interessant ist er vom geologischen Standpunkte. Der Nun bildet hier eine sehr wenig ausgedehnte, alluviale, sich zwischen den Bergrücken hindurchwindende Ebene, mit schlammig sumpfigen Ufern, welche die Entwickelung geradezu erschreckend vieler Moskitos begünstigen, so daß eine am Nun oder in dessen Nähe verbrachte Nacht (die Moskitoplage war auch schon in Galim-Bagam sehr arg) trotz doppelten Moskitonetzes und aller sonstigen Vorsichtsmaßregeln zur Tortur wird. Freilich bieten gerade auch diese Insekten wohl die Hauptveranlassung zu dem überaus bunten und interessanten Gewimmel zahlreicher Arten von Wasservögeln und der in ihrem Gefolge erscheinenden Raubvögel, die in wirklich überraschender Weise den Flußlauf in eine riesige Vogelvoliere zu verwandeln scheinen. Auch der

freilich durch bedauerliche Raubfischerei der Eingeborenen arg geschädigte Fischreichtum hängt wohl mit dem Überfluß an Insekten-Nahrung in jenen Moskitogegenden eng zusammen. Hinter den in einzelnen Schollen aus dem sonst flachen, sumpfartigen Flußbett hervorragenden Gneisblöcken, finden zahlreiche Flußpferde ihre kühlen Lagerplätze und hoch aus den verdorrten Grasflächen der anliegenden Berge steigen Antilopen und Büffel in großer Zahl herab, um an den frischen Sumpfgräsern des Flußtales zu äsen, so daß hier auf kleinem Raum in der Trockenzeit ein erstaunlicher Wildreichtum und Sammelpunkt tierischen Lebens vorhanden ist.

Die beiderseits des Nun vom Wege berührten Berge, aus Basalt bestehend, lassen häufig noch die Umrisse alter Kratermassive erkennen. Gelegentlich finden sich zusammenhängende Züge blasiger Basaltlaven und dichte Trümmer und Geröllemassen an den Hängen. Das gänzliche Fehlen von Tuffen, die häufig zu beobachtende deckenförmige Ablagerung und der ganze, flachere Aufbau der Bergzüge lassen vermuten, daß in jenen Gebieten das langsame und über weite Zeiträume sich erstreckende Emporquellen von Lavamassen, die dann sich über weite Gebiete ausbreiteten, eine größere Rolle spielten, als jene mit gewaltigen Aschen- und Staubregen verbundenen Eruptionen, denen z. B. die Bamenda-Tuffe ihre Entstehung verdanken. Jedenfalls sind auch diese Basalte wesentlich ältere Bildungen als jene. Ihre petrographische Charakteristik ist unter Nr. 103 gegeben. Nur sehr vereinzelt ragen aus der allgemeinen Basaltbedeckung Schollen des Grundgebirges hindurch, oder dieses ist durch Erosion bloßgelegt. Solche Schollen von Biotitgneis und Glimmerschiefer finden sich charakteristisch bei Foma-Dorf (Bagankop) in Höhe von 1215 m. Von da ab beginnt dann der Aufstieg zu dem über den Nko-Ngam oder Kogam führenden Paß, einen der drei hohen Bergmassive, die den südwestlichen Teil der Landschaft Bamum einschließen, deren andere beiden, Batpui und Bapale, ich noch später zu erwähnen haben werde.

Wenig unterhalb der Paßhöhe (1725 m), über die beiderseits

die steilen Gipfel etwa noch 75 m hoch emporragen, finden sich am Berghange in der Längserstreckung des Kammes lang hinlaufende, tiefe, senkrechte Bruchspalten, die auf den Abbruch randlicher Teile des Massivs schließen lassen und dicht unterhalb tritt deutlich typischer Muscovitgranit zu Tage, der im Contact mit Basalt von einem bis 1 m mächtigen Quarzgange durchzogen ist, der offenbar schon die Aufmerksamkeit vorüberreisender Europäer erregt hatte, denn er fand sich an mehreren Stellen neuerdings angeschürft. An den von mir hergestellten Aufschlüssen war der Quarz nur von Adern durchzogen, die teilweise mit Brauneisen erfüllt waren, ohne daß ich das frische unzersetzte Gestein zu erreichen vermochte. Vielleicht hatte man auch den in dem umgebenden Granit in pegmatitischen Adern in kleinen Täfelchen auftretenden Muscovit hier in größeren, brauchbaren Tafeln zu finden gehofft, was jedoch wohl als aussichtslos bezeichnet werden muß, da offenbar die fragliche Quarzader erst sekundärer Entstehung ist und nicht mit den kleineren pegmatitischen Adern in genetischem Zusammenhange steht. Ich hatte damals der Verpflegungsschwierigkeiten meiner Trägerkolonne wegen, keine Gelegenheit, durch tiefer gehende Schürfung dem Gange nachzuforschen, konnte mir auch nach dem Befunde der Stücke des eisernen Hutes irgend einen Erfolg nicht versprechen. In der Höhe des Passes bot sich ein umfassender Rundblick über die nahegelegenen Bergzüge mit ihren tief bis an die Gipfel eingreifenden Schluchten, der deutlich die Konturen eines weit sich ausdehnenden randlichen Bruchgebietes hervortreten ließ. Der steile Abstieg auf der anderen Bergseite, die am jenseitigen Rande eines tief in das Bergmassiv einschneidenden Tales sich hinziehende Bergkette, deren Ränder in deutlichen Terrassen mit fast senkrechten Wänden abgesunken waren, ließen erkennen, daß der Kogam im wesentlichen ein durch tektonische Wirkungen, Aufwölbungen, randliche Abbrüche und Absinken einzelner Teile stark zerstörtes basaltisches Massiv darstellt. Trachyt und seine charakteristischen Tuffe konnte ich nirgends nachweisen.

Von dem am westlichen Fuße des Kogam gelegenen Dorfe des Fonje ab führt der Weg durch die für die ganze Umgebung des Häuptlingsortes Fumban und den größten Teil der Landschaft Bamum charakteristischen Basaltdeckengebiete. In seiner Unterlage ein welliges Gneisgranitgebiet, ist es durch gewaltig ausgedehnte Basaltdecken überdeckt, die vermutlich aus jenen erwähnten, heute noch bestehenden Gebirgszügen herabflossen. Stark erodiert, sind diese Decken vielfach der Zerstörung anheimgefallen und haben die Granitkuppen freigelegt, wie das typisch beim Orte Fumban selbst zu erkennen ist. Die Zersetzungsprodukte der Basalte, auch hier wieder nicht zuletzt die lateritischen, haben den fast überall an den sanften Berghängen der flachen, durch die Basaltbedeckung fast eingeebneten Wellen tiefgründigen und außerordentlich fruchtbaren Boden gebildet. Klima und Boden bedingen die Fruchtbarkeit dieser Gebiete, die ohne Frage berufen sind, dereinst eine Stätte für deutsche Ansiedler zu werden. Mais, Reis, Hirse (Guineakorn), Pisang, Tabak, Baumwolle, Tomaten, Erdnuß, Kassada, Zuckerrohr, Bataten, Kartoffeln gedeihen hier allenthalben und ich glaube, daß auch die meisten unserer heimischen Getreide- und Gemüsearten wahrscheinlich auch Wein hier gedeihen wird. Daß die Eingeborenen auch eine ganze Zahl von anderen Nutzpflanzen anbauen, zeigte mir u. a. ein Gang über den Markt von Fumban, wo zahlreiche Produkte des Landes feilgeboten wurden, unter denen mir z. B. Indigo, Curcuma-Wurzel, Cola und zahlreiche verschiedenartige Hülsenfrüchte auffielen, von denen wieder die Bohnen- und Erbsenarten ganz besonders bevorzugt zu werden schienen. Daß Bamum eins der reichsten Gummiländer sein könnte, wie es dies ja früher war, wenn man nicht durch schonungslosesten Raubbau alle Gummipflanzenbestände vernichtet hätte, verdient hervorgehoben zu werden, und zwar ist anzunehmen, daß außer Gummilianen auch andere Gummipflanzen wie Kixia, Hevea usw. hier wachsen und den Anbau lohnen würden.

In erhöhtem Maße gilt hier das schon bei Bali über die

Anbaufähigkeit des Landes Gesagte, denn die sanften Bergformen, die damit in Zusammenhang stehende bessere, weit tiefgründigere Bodenbeschaffenheit, das gesunde Höhenklima bilden die Grundlage seiner Besiedelungsfähigkeit und seiner strichweise dichten Bevölkerung durch den kraftvollen Stamm der Bamums. Welchen ungleich höheren Anbauertrag alle diese Gebiete liefern könnten, wenn für rationelle Wasserwirtschaft gesorgt würde, für die hier das gegebene Gelände wäre, die aber den Eingeborenen völlig unbekannt ist, mag hier nur angedeutet werden. Durch leicht unzulegende Stauweiher und Berieselung während der langen Trockenperiode würden jedenfalls hier außerordentliche Kulturergebnisse zu erzielen sein.

Mitten in dem soeben geschilderten Gebiete liegt Fumban, der Wohnsitz des Häuptlings der Bamums, Joja, auf zahlreichen, durch flache Täler von einander getrennten, meist aus Granit mit wenig mächtiger Basaltbedeckung bestehenden Bergkuppen verstreut, in 1148 m Seehöhe (am äußeren Wallgraben). Das eigenartige Aussehen, das Leben und Treiben, dieser imposanten Negerstadt der Bamums mit der ihr eigenen verhältnismäßig hohen Negerkultur sind schon von anderer Seite vielfach geschildert worden.

Von Bamum führte mich eine Reise, die zum Zwecke der Untersuchung eines angeblichen Salzvorkommens unternommen wurde, in großem Bogen über Kutjä, Basset, Fosset, in die zwischen den drei früher genannten Bergzügen des Batpui, Kogam und Bapale gelegenen Ebenen, die sich ganz besonders durch ihre erstaunliche Fruchtbarkeit auszeichnen, so daß ich sie als die Kornkammer Bamums bezeichnen möchte. Meilenweit reiht sich hier häufig Farm an Farm, meist mit Mais oder Guineakorn (Hirse) bestanden. Es befinden sich hier auch reiche Farmen des Häuptlings Joja, die von seinen Getreuen sorgsam bearbeitet werden, und diese sammeln in riesigen Vorratshäusern den für seine Hofhaltung und seine Truppe benötigten Wintervorrat. Außer Korn fand ich alle schon vorher aufgezählten Produkte vielfach, besonders auch Bohnen und Kürbisse (Gondo im Duala-Dialekt, in Bamum Ndschu genannt), Tabak und Baumwolle.

Die Veranlassung zur Reise bot die Beobachtung, daß vielfach auf dem Markte zu Bamum ein eigenartiges Salz, das nicht aus Europa eingeführt (wie das meiste dort verhandelte) und auch nicht mit dem von den Haussas überall feilgebotene Natronsalz der Seen Inner-Afrikas ident zu sein schien. Als Herkunftsort wurde mir der im Süden gelegene Ort Fosset angegeben und mir auch von dem Häuptling Joja bestätigt, daß von dort größere Salzmengen an den Markt gebracht würden. Da ich auch von dem damaligen Stationsleiter Hauptmann Hirtler in liebenswürdiger Weise darauf aufmerksam gemacht worden war, daß im südlichen Bamum besonders in der Gegend von Bangangte ein lebhafter Salzhandel getrieben werde, und man annehmen müsse, daß sich Salz dort fände, hielt ich eine nähere Untersuchung in Rücksicht auf die wirtschaftliche Bedeutung solcher Vorkommen immerhin für angezeigt; da ja auch das Salz in allen jenen Gegenden, besonders noch weiter nach dem Innern, einen ebenso begehrten als kostbaren Handelsartikel bildet. Der Erfolg war freilich in sofern ein negativer, als festgestellt wurde, daß Salz- oder Soolquellen in jenen jungvulkanischen Gebieten nicht vorhanden sind. Das wirklich von Fosset stammende Salz war dort, wie vielfach in den Graslandsgebieten, und zwar hier in größerem Maßstabe, aus der Asche der zu diesem Zwecke in großen Massen verbrannten Gräser ausgelaugt. Die Gewohnheit, dieses Auslaugen an einer im Basalt (vergl. Gest.-Beschreibung Nr. 108) entspringenden Quelle kohlensauren Wassers der Umgegend vorzunehmen, wo ein regelrechter Salzgewinnungsbetrieb eingerichtet war, gab dann Veranlassung, diese Quelle selbst für den Salzspender anzusehen.

Das Wasser dieser Quelle, die vollständig versumpft war, zeichnete sich durch Bildung erheblicher Mengen von kohlensauren Natron- und Eisensalzen aus, die sich teils auf der Oberfläche in Häuten absetzen, teils Veranlassung gaben, zu massenhafter Bildung von Rasen- oder Sumpferz, namentlich an den Wurzeln der üppig wuchernden Sumpfpflanzen. Eine Analyse der gesammelten weißen Oberflächenbildungen des Sumpfes ergab:

| | | |
|---|---|---|
| In HCl unlösl. . . . . | 3,33 | v. H. |
| $SiO_2$ . . . . . . . . | 0,33 | „ |
| $Fe_2O_3$ . . . . . . . | 1,78 | „ |
| $Mn_2O_3$ . . . . . . . | 0,27 | „ |
| $Al_2O_3$ . . . . . . . | 0,59 | „ |
| CaO . . . . . . . . | 48,19 | „ |
| MgO . . . . . . . . | 1,24 | „ |
| $K_2O$ . . . . . . . . | 0,58 | „ |
| $Na_2O$ . . . . . . . . | 0,12 | „ |
| $CO_2$ . . . . . . . . | 38,00 | „ |
| $H_2So_4$ . . . . . . . | 0,94 | „ |
| Cl . . . . . . . . . | 0,05 | „ |
| Feuchitgkeit bei 105° C | 1,30 | „ |

(Laboratorium der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt).

Eine Analyse des fraglichen Salzes läßt erkennen, daß es sich um dieses Kunstprodukt handelt, besonders auffallend ist der hohe K-Gehalt. Die Analyse ergab:

| | | |
|---|---|---|
| In HCl unlösl. . . . . | 0,30 | v. H. |
| $SiO_2$ . . . . . . . . | 0,08 | „ |
| $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ . . . . | 0,05 | „ |
| $Al_2O_3$ . . . . . . . | 0,05 | „ |
| CaO . . . . . . . . | 0,11 | „ |
| MgO . . . . . . . . | 0,09 | „ |
| $K_2O$ . . . . . . . . | 58,20 | „ |
| $Na_2O$ . . . . . . . . | 1,28 | „ |
| $CO_2$ . . . . . . . . | 0,32 | „ |
| $H_2SO_4$ . . . . . . . | 13.51 | „ |
| Cl . . . . . . . . . | 33,86 | „ |
| Feuchtigkeit bei 105° C | 0,22 | „ |

J. und Br. nicht nachweisbar.

(Labor. d. Kgl. Preuß. Geol. Lds.-Anst.)

Eine andere Bewandtnis hatte es mit dem angeblichen Salzreichtum des südlichen Bamum. Tatsächlich wird von diesen Gebieten aus ein schwunghafter Handel nach den salzarmen

Gegenden des Graslandes mit ihren großartigen Märkten in allen größeren Ortschaften betrieben. Die Eingeborenen jener Gegenden pflegen nun das Salz nicht in der bei uns gebräuchlichen körnigen oder pulvrigen Form zu verwenden, sondern in Form von sogenannten Salzstangen oder Büscheln, in denen es auf den Marktplätzen feilgeboten wird. Der Grund hierfür ist der der größeren Sparsamkeit und besseren Transportfähigkeit, besonders bei feuchtem Wetter, wobei sich körniges Salz leicht auflöst. Um dem Salz größere Konsistenz zu verleihen und es zu Stangen formen zu können, wird ihm nun mit Vorliebe etwas von dem in jenen Gegenden überall vorhandenen Kaolin zugesetzt und hierauf das angefeuchtete Gemisch in Röhren von Bananenblättern gepreßt und am Feuer oder der Sonne gedörrt. Die meisten Eingeborenen führen dort fast stets Salz in dieser Form bei sich. Daraus haben nun einige findige Negerköpfe besonders in Bangangte einen Vorteil zu ziehen gewußt. Sie beziehen auf der Haupthandels- und Einfuhrstraße nach dem Innern über Jabassi (nur für die nördlichen Teile der Kolonie, während die Haupthandelsstraße des Südens über Kribi-Lolodorf-Jaunde führt), das körnige europäische Salz, welches bis dahin per Wasser gelangt. Dieses wird nun durch Zusatz von Ton „verbessert“ und in die erwähnte Form gebracht und nach dem Innern verhandelt, was natürlich für die Händler einen guten Gewinn abwirft. Nach Ermittelung dieses Zusammenhanges gab ich die Weiterbereisung jener Gebiete auf, um so mehr, da die geologische Beschaffenheit der angrenzenden bisher bereisten Landstriche von vornherein das Vorhandensein von Soolquellen wenig wahrscheinlich machte; fehlte es doch an allen sedimentären Ablagerungen, während in den jungeruptiven ähnlichen Gebirgsbildungen anderwärts keine Spur etwaiger aus Chlornatriumexhalationen stammenden Ablagerungen angetroffen wurden, um die es sich ja möglicherweise hätte handeln können.

Der Weg führte mich nun am West- und Südabhange des hohen Gebirgsmassives, des Batpui entlang, dessen Profil von der Westseite mit seiner steilen Hauptspitze die Abbildung Nr. 20

veranschaulicht. Bei dem kleinen Örtchen Fopayom (nach der Mitteilung des Herrn Missionars Göhring, Fumban, der mich liebenswürdigerweise auf den Ort aufmerksam gemacht hatte, heißt der Ort Fopengam, das entstanden ist aus Wupengam, was in der Sprache der dortigen Eingeborenen 20 Bäume bedeutet) am Südfuße des Batpui, bestieg ich ein interessantes, sehr junges Kratergebiet des in seiner ganzen Ausdehnung junggeruptiven Gebirgsmassivs. Die ursprüngliche Unterlage bildet auch hier wieder typischer Hornblendegneis (vergl. Nr. 105) der, mit emporgehoben, am Rande durch Erosion freigelegt ist. Hier finden sich dann auch vereinzelt Schollen und gangartige Einlagerungen des Quarz-Porphyrs Nr. 160, die darauf hinweisen, daß hier schon die Basalte dem Durchbruch älterer porphyrischer Eruptivgesteine gefolgt sind. Auf dem Gneis ruhen hoch sich auftürmende Basaltmassen, durch welche dann wieder in jüngster Zeit eine Eruption, offenbar trachytischen Magmas, erfolgt ist. Auf weite Erstreckungen ist das Gestein von Tuffen und Laven des Typus Bamenda eingedeckt. Mit aller Deutlichkeit läßt sich am Krater von Fopengam der wohlerhaltene, geschichtete hohe Tuffmantel aus einem wirren Gemisch von Aschen, Lavastücken, gerundeten Bomben, Lapilli bestehend, beobachten, auch weit in das Tal hinabreichende, vielfach übereinandergreifende Lavazüge, die in großer Ausdehnung von Aschenschichten und wie gekörnt erscheinenden, Lapilli, offenbar dem letzten Produkt der Tätigkeit dieses Kraters, überdeckt sind. Die Zwischenlagerung solcher Lapillischichten, die mehrfach, besonders charakteristisch im Flußbette des Sange in mehreren Metern Mächtigkeit in steilen Wänden angeschnitten sind, zwischen einzelnen Lavazügen, läßt auf mehrere zeitlich sich folgende explosionsartige Ausbrüche schließen. Tief im Grunde des noch vollständig in seiner Trichtergestalt erhaltenen Tuffmantels liegt ein etwa 500 qm großer Kratersee[1]); rings von den steilen

---

[1]) Der See scheint ident mit dem auf der provisorischen Karte von Teilen der Bezirke Ossidinge, Bamenda und Dshang (auf Grundlage der Aufnahmen des Hauptmann Glauning usw. unter Leitung von M. Moisel konstruiert und

Wänden umgeben, die etwa 75 m herabstürzen, scheint er gänzlich unzugänglich zu sein. Die umliegenden teils merkwürdig geformten Bergkuppen, lassen darauf schließen, daß hier im Gefolge des Kraterausbruches Einsenkungen und Brüche entstanden. Eine der umliegenden Bergkuppen zeigt eine deutliche trichterförmige tiefe Einsenkung von gewaltigen Dimensionen, seitlich nahe der Spitze. Die nähere Beschreibung des mikroskopischen Bildes der Lava, wie sie am Fuße und auf halber Höhe des Kraters ansteht, ist in Nr. 107 gegeben, während 104 einen mitgerissenen Einschluß der Basaltlava, offenbar einen Auswürfling des Kraters darstellt.

Mit der Entfernung vom Fuße des Bergmassivs tritt aus der Basaltbedeckung dann der unterlagernde Gneis wieder vielfach zu Tage, so typisch bei dem Orte Fouön oder Bäuon (Häuptlingsgehöft 1125 m hoch[1]), oder wie bei Fosset der Granit. Wie auch an den anderen Gebirgsrändern, z. B. des Kogam, waren auch hier in größerer Entfernung vom eigentlichen Bergmassiv noch vielfach die Spuren bedeutender Dislokationen zu beobachten, die sich am Rückwege nach Bamum besonders deutlich am Abfall des Randhöhenzuges von Bäuon (Batbäuon = Hügel von Bäuon durch die Eingeborenen benannt) erkennen lassen, über den der Ndsha in mehreren romantisch gelegenen Fällen sich herabstürzt. Auf der Höhe dieses randlichen Gebirgszuges, der nach N. allmählich in die sanftwellige Hügellande von Fumban sich verliert, findet sich wieder die dort als charakteristisch erwähnte Basaltbedeckung. Der Basalt zeigt hier den in Nr. 109 beschriebenen Habitus und ist an den Hängen vielfach typisch laterisiert und rot gefärbt. Von dem Dorfe Kundumbod bis nach Fumban

gezeichnet) verzeichneten Mfu-See zu sein. Da aber Mfu nur Wasser bedeutet (vergl. Mfu-Akang-Salzwasser) so schlage ich vor, diesen See nach dem in unmittelbarer Nähe gelegenen Orte, Fopengam-See zu nennen.

[1]) Ganz allgemein haben die Ortschaften dort mehere ähnliche Namen, wie Föuon und Bäuon, Fosset und Basset, es scheint, daß der mit Fo gebildete Name etwa unser Ober und Ba unser Unter bedeutet, und die Namen für verschiedene Teile der langgestreckten Ortschaften gebraucht werden.

hinein, dehnt sich ein weites Granitgebiet ohne Basaltüberlagerung aus, dessen Bedeckung mit den charakteristischen Trümmern der Granitverwitterung schließen läßt, daß hier niemals der Granit von Basalt überdeckt war, oder doch mindestens schon seit recht langer Zeit denudiert wurde.

Wie auch in Balidorf, so geschieht die Wasserversorgung des volkreichen Ortes Fumban z. T. namentlich zur Trockenzeit und für die an den Bergkuppen gelegenen Gehöfte, zweckmäßigerweise aus einzelnen an den Hängen am Contact von Granit und Basalt hervorbrechenden Quellen, deren eine z. B. dicht unterhalb der Missionsstation entspringt. Es war hier nicht schwer, einer Wasserkalamität, die durch Versumpfung der Quelle nahe der Missionsstation in Fumban entstanden war, abzuhelfen. Nachdem man das Quellbecken gründlich von Schlamm und massenhafter Eisenoxydbildung befreit und ein kleineres Becken mit dauerndem Überlauf geschaffen hatte, und die Quelle möglichst bis zum gesunden Gestein abgegraben hatte, lieferte sie ein vorzügliches Quellwasser, während vorher das Wasser fast ungenießbar und selbst nach dem Filtrieren nach kurzer Zeit wieder voller Eisenhydroxydabsatz war. Am Berghange war natürlich die Quelle mit Basaltgeröll und Schutt überschüttet gewesen, durch den das Wasser langsam hindurchsickerte und sich, da es kohlensäurehaltig war, mit Eisensalzen sättigte, die es naturgemäß bei Verlust der Kohlensäure in Form von Hydoxyden wieder ausschied. Durch die geschilderten Maßregeln war also dem Übelstande hier leicht abzuhelfen. Ähnliche Wasserabsätze fanden sich vielfach im Basaltgebiete. Eine daran besonders reiche Quelle, die angeblich von dem Wild mit Vorliebe aufgesucht wird, befindet sich bei Dschibuta. Der von dort stammende Wasserabsatz zeigte nachstehende Zusammensetzung:

| | |
|---|---|
| In HCl unlösl. . . . . | 9,10 v. H. |
| $SiO_2$ . . . . . . . . | 9 02 „ |
| $Fe_2O_3$ . . . . . . . | 46,46 „ |
| $Al_2O_3$ . . . . . . . | 1,79 „ |

| | |
|---|---|
| $Mn_2O_3$ . . . . . . . | 0,30 „ |
| $CaO$ . . . . . . . . | 3,00 „ |
| $MgO$ . . . . . . . . | 0,03 „ |
| $K_2O$ . . . . . . . . | 0,26 „ |
| $Na_2O$ . . . . . . . . | 0,66 „ |
| $CO_2$ . . . . . . . . | 1,73 „ |
| $H_2SO_4$ . . . . . . . | Sp. |
| $P_2O_5$ . . . . . . . . | 1,44 „ |
| $Cl$ . . . . . . . . . | 0,56 „ |
| $H_2O$ . . . . . . . . | 25,94 „ |
| J und Br nicht nachweisbar | |
| Summe | 100,29 |

(Labor. d. Kgl. Preuß. Geol. Lds.-Anst.)

Das stattliche und mit seiner eigenartigen Negerkultur höchst interessante Fumban, den Sitz des europäer-freundlichen Häuptlings Joja verlassend, wandte ich mich nach NO. zunächst nach Babessi, um von dort aus das kürzlich unterworfene Bansso zu bereisen, auf dessen angebliche Mineralschätze ein dem Gouvernement zugegangener Bericht des früheren Stationschefs von Bamenda hingewiesen hatte.

Etwa bis zum Dorfe Matapi (1170 m), dem Farmdorfe zu Fumban, das hauptsächlich die reichen Farmen der Häuptlingmutter von Bamum birgt, ist Biotitgneis überall anstehend, um von hier ab wieder unter der Basaltbedeckung zu verschwinden, die allenthalben wieder vorzüglich fruchtbaren Boden liefert, der von weiten Grasflächen an den Berghängen und dichten Raphia-Palmen- und Laubholz-Busch in den Tälern bedeckt ist. Die Verwitterungsprodukte sind dieselben schon öfters beschriebenen, neben dem groben Basaltschutt und -Gerölle der Berghalden spielt der Basalt-Laterit-Löß eine wesentliche Rolle. Vielfach finden sich auch die charakteristischen Basalteisensteine und Brauneisenerzrinden und -Krustenbildungen. An den Talrändern der Flußläufe, typisch am kleinen Flüßchen Nschi, fin-

den sich bisweilen hart verkittete Flußkonglomerate, offenbar recente Bildungen. Da wo der Weg die Ausläufer einer fast O.-W. sich hinziehenden etwa 350 m (rel.) hohen Hügelkette überschreitet, unweit Bangola zeigt sich wieder das bekannte weiße Trachyttuffgestein, das auch vielfach von den Steilhängen des Gebirgszuges leuchtet und darauf schließen läßt, daß diese Bergzüge den vom Batpui bekannten Aufbau zeigen, doch scheinen auch hier ältere Gesteine, besonders Granite, mit in größere Höhen emporgehoben worden zu sein. Die steilabstürzenden nackten Felsen an den Höhenrändern dicht beim Dorfe Bangola (1352 m), über die schäumend ein hoher Wasserfall (Yama genannt) herabstürzt, bestehen aus den unter Nr. 110 beschriebenen Trachyt.

Der meist auf Basalt lagernde Trachyt bildet dort überall die Ausläufer der nahegelegenen, sich etwa 500—600 m rel. im Osten erhebenden Gebirgsketten, deren schroffe Abfälle und z. T. weithin leuchtende kahle, weiße Hänge ihr Bestehen aus Trachyt und seinen Tuffen vermuten lassen. Die Unterlage von Basalt und Trachyt bildet auch hier wieder Granit, der in einzelnen flachen erodierten Kuppen diese durchragt (Gest.-Beschr. 111). Die flachen breiten Flußtäler sind mit erheblicheren Alluvialablagerungen, einem Gemisch von Basalt-, Trachyt-, Granit-Geröllen, besonders aber vielen feinen, den Trachyttuffen und dem Laterit-Löß entstammenden Detritus-Material erfüllt, das einen außerordentlich fruchtbaren Boden bildet. Die Täler sind z. T. wie das flache breite Tal des oberen Nun von sehr feuchten Wiesengeländen bedeckt und würden hier sich wohl vorzüglich zur Reiskultur benutzen lassen. Heute sind sie nur zum kleinsten Teil von den Farmen der Eingeborenen bedeckt, die sich besonders im fruchtbaren Tal des Mado im stattlichen Dorfe Babessi (1399 m) angesiedelt haben.

Von Babessi aus führte nun der Weg nach Kumbo, dem Häuptlingsdorf der unlängst unterworfenen Landschaft Bansso, zunächst in steilem Anstieg auf einen, hier unmittelbar den Granit durchbrechenden Trachythöhenzug hinauf, dessen Hänge

auch hier wieder, wie ich dies schon aus den früheren Trachytgebieten schilderte und noch später vielfach beobachtete, deutliche Stufen (Terrassen) zeigten, die ursprünglich durch randliche Steilabbrüche gebildet, später durch Tuff eingedeckt wurden. Dieser Trachyttuff (s. Gest.-Beschr. Nr. 112) hat hier eine außerordentliche Verbreitung und ist oft von zahlreichen Brocken und Rollstücken verschiedener Gesteine, besonders der Granite, Basalte, Trachyte erfüllt, so daß er in ein ganz charakteristisches, insgesamt meist rosa oder violett oder auch rein weiß (durch Gasexhalation gebleicht) äußerst hartes (später verkieseltes) Breccien- und Konglomeratgestein übergeht, das seine verschieden gefärbten Gesteinstrümmer deutlich hervortreten läßt. An verschiedenen Stellen ragt auch hier wieder noch der Basalt durch den Trachyt, dessen früheren Ausbruchskanälen also wohl auch hier der Trachyt im Wesentlichen gefolgt sein mag.

Dieser Basalt (s. Gest.-Beschr. 113) unterbricht noch vielfach am vielgewundenen und oft in die Täler hinabsteigenden, und dadurch beschwerlichen Wege, den bedeckenden Trachyt. Der Granitit der Gest.-Beschr. 114 bildet die Unterlage beider und setzt namentlich die hohen Kuppen und Bergzüge vor und im Häuptlingsdorf Kumbo zusammen, das auf einzelnen unmittelbar durch den Granitit hindurchgebrochenen Trachythängen und von Trachyttuffen eingedeckten Granitkuppen gelegen ist. So befindet sich z. B. der Marktplatz des Ortes eingeschnitten in weiches, auf der Höhe lagerndes weißes Trachyttuffgestein, während unweit davon der Granitit in mächtigen kahlen Felsplatten und Blöcken als das eigentlich gebirgsbildende Gestein ansteht. Große, z. T. gangartig verlaufende, z. T. massig eingelagerte und auf der Oberfläche als große Flecke erscheinende helle Gesteinsausscheidungen, sind einfache schlierige aplitische Differenzierungen des Magmas (Zurücktreten der dunklen Gesteinsgemengteile) vergl. Gest.-Beschr. 115). Mit der Beobachtung dieser augenfälligen Erscheinung hatte man hier auf das Vorhandensein von Quarzriffen mit Goldgehalt geschlossen!

Ebenso stellten sich auch die Berichte von Vorhandensein von Kalk, als auf Verwechselung mit den weißen Trachyttuffverwitterungsprodukten beruhend, heraus. Der Reichtum des Landes besteht in seiner Farmwirtschaft (die z. Z. meiner Bereisung allerdings noch arg infolge des unlängst beendeten Krieges darniederlag). Alle die so oft genannten Anbaupflanzen der Eingeborenen gedeihen auf dem Basalt und Trachytverwitterungsboden der Täler und Talhänge vorzüglich und die weiten mit Gras bedeckten Bergrücken liefern gute Viehweiden. Ganz besonders erfolgreich scheint hier die Gewinnung von Honig betrieben zu werden, der in den gesamten Graslandsgebieten ein mühlos von den Eingeborenen gewonnenes Nahrungsmittel ist, und sehr wohl für Eingeborene wie Ansiedler, sobald die Gebiete durch Verkehrs- und Anschlußwege an die Hauptbahnlinie dem Handel erschlossen sein werden, als Ausfuhrprodukt in Frage kommen könnten. Ganz besonders reich an Honig sind nach meiner Beobachtung die Gegenden, in denen, wie auch in Bansso, viel Kola-Bestände vorhanden sind, ob dies mit der Nahrung in Zusammenhang steht, die die Blüte dieser Bäume den Bienen bietet, oder ihrer Vorliebe für die Stämme alter Kolabäume für die Anlage ihrer Stöcke, habe ich nicht ermitteln können. Was ich schon früher für andere Gebiete (Bali, Bamum usw.) bezüglich der Aussichten für eine künstliche Bewässerung erwähnte, gilt, vielleicht in noch höherem Maße, für die Gebirgsgebiete Banssos.

Durch ein weites von zahlreichen, scheinbar regellos angeordneten Kraterkesseln, z. T. noch mit einzelnen Quellkuppen und deutlichen Lavazügen bedecktes, durch viele Abbrüche und Steilabstürze noch unregelmäßiger geformtes und wild zerrissen erscheinendes, jugendliches Basaltgebiet führte nunmehr der Weg in das noch jüngere und noch romantischere und in seinen Bergformen und Steilabstürzen noch zerrissener erscheinende Trachytfelsental von Mwelle, in dem sich in großartigster Weise alle Erscheinungen des Einbruchstales von Babanki-Tungo und Bambuluae wiederholten.

Das Dorf Mwelle oder Mwela selbst (Hptlg. Fowandu) ist 1548 m hoch im Tal gelegen, dessen groteske Ränder nach meiner Schätzung weit über 2000 m emporragen müssen. Trachytlaven, meist in der eigenartig buntgeflammten und geschmitzten dichten Formen (vgl. Gest.-Beschr. Nr. 116), vielfach von weißgebleichten Tuffen und Brecciengesteinen eingedeckt, setzen die Ränder des, von einzelnen niederen Querzügen, stehen gebliebenen Horsten und emporgequollenen Kuppen erfüllten, ausgedehnten Tales zusammen. Die Abbildung Nr. 21 gibt nur einen Blick in eins der zahlreichen kleineren Zweigtäler des gewaltigen Haupttales, kurz bevor dies durch einen etwa 600 m breiten, beiderseits von steilen etwa 150 m ansteigenden Felsspitzen eingefaßten Querrücken (Paß) von einem in das Tal des Berges und nach Babungo sich fortsetzenden tiefeinschneidenden Tal getrennt erscheint. Ruhte der Trachyt im Felsental oberhalb Babungos vielfach unmittelbar auf stark muscovitisierten Biotitgneisen und Glimmerschiefern (genau wie bei Babanki-Tungo auch hier Muscovittafeln bis zu 3 qcm Größe vielfach aufweisend), so fand sich der Ort Babungo (Hptlg. Sange) 1213 m hoch wieder auf ausgedehnten Basaltablagerungen, deren fruchtbarer Verwitterungsboden, wie so oft beobachtet, wohl gerade die Veranlassung zur Ansiedelung gebildet haben mag.

Ganz allgemein haben die Eingeborenen die Beobachtung gemacht, daß der dunkle, viel lehmigere Basaltverwitterungsboden weit fruchtbarer und ergiebiger, besonders bei dauerndem Anbau (seltener Platzwechsel der Farmen!) ist, als der Trachyttuffboden, der einmal viel spärlicher gebildet, auch meist von harten (stark verkieselten) schwer verwitterbaren Gesteinsblöcken (Konglomerat- und Breccientuffen) durchsetzt ist und sich deshalb schwerer kultivieren läßt. Vielleicht spielt auch, wie ich glauben möchte, die Kalkarmut dieser Gesteine, sowie ihr geringer Gehalt an leicht verwitterbaren (laterisierbaren) Gesteinsgemengteilen, schließlich auch ihre viel jüngere Bildung eine nicht unwesentliche Rolle dabei. Babungo zeichnet sich sofort vorteilhaft nicht nur durch reiche Farmen und schöne alte Baum-

bestände (auch Ölpalmen und Kolabäume reichlich) vor dem kahlen unbewohnten, nur von großen Herden mannshoher Affen bevölkerten Trachytgebieten aus, sondern der Markt und die Bauten des Ortes lassen sofort einen besonderen Reichtum und eine höhere Kulturstufe der Bewohner erkennen. (Unter anderem fand ich hier vielfach selbst geschmiedete Eisenwerkzeuge für die Farmbearbeitung nach europäischen Mustern (Schaufel, Spaten, Hacken), überhaupt lebhafte Eisenindustrie (einziger von mir beobachteter mehrere Meter hoher Eisenschmelzofen.)

Die Beschaffenheit einer dicht beim Dorfe im Fobu anstehenden und dort in einzelnen Lagen übereinandergeflossenen Basaltlava läßt die Gest.-Beschr. des D. Schl. 117 erkennen. Dieses Gestein findet sich vielfach als Material zahlreicher Lavazüge. In den Talsenken und auf den Spalten offenbar älterer Basalte findet sich vielfach reiner weißer Ton, der zur Herstellung tönerner Pfeifenköpfe, sowie von Schmelzöfen und Windformen für diese, von den Eingeborenen vielfach benutzt wird. Einzelne der zahlreichen auf dem weiteren Wege nach Babanki-Tungo überschrittenen Basaltquellkuppen gewähren einen umfassenden Rundblick auf die vielfach eigenartig geformten Bergketten, deren einzelne Teile (auch ein Zeichen der regeren Kultur) von den dortigen Eingeborenen mit verschiedenen Namen belegt wurden. So unterscheiden sie in dem großartigen Rundpanorama, das sich von Babungo aus bietet, von NNW. über S. n. N. herumgehend, Mowangi, Wumo, Tschale, Fungole, Kugu, Nki, Fufugei, Kuetissonjon (später überstiegen) Mbellung.

Das geologische Bild blieb nun auch auf dem weiteren Wege annähernd das gleiche, folgte dieser doch im wesentlichen dem Verlaufe der Babanki-Tungo-Trachytketten, nachdem der aus stark gequetschten Muscovitgranitkuppen und -Rücken bestehende Kuetissonjon-Höhenzug überstiegen war. Vielfach ist auch dieser Granit von Basalten und Trachyten durchbrochen und reichlich finden sich Contactzonen dieser Gesteine untereinander. So stellt z. B. das Gestein der Nr. 119 einen sol-

chen Contact eines Basaltes mit dem Granit und Nr. 118 einen der in mächtigen Decken ihn eindeckenden Trachyte dar. Bisweilen finden sich in dem Granit pegmatitische quarzreiche Adern, die vielfach in feinschieferige Quarzite mit zahlreichen Muscovitblättchen und fleckigen Eisenglanzschuppen-Anhäufungen durch Pressung umgewandelt sind, an anderen Stellen ihre ungestörte pegmatitische, z. T. schriftgranitische Ausbildung noch deutlich beobachten lassen.

Beim Dorfe Bamessing (1209 m), Hptlg. Montu, war der Weg am Rande, des schon beim Hinmarsche an anderer Stelle berührten Riesenkratereinbruchskessels von Babanki-Tungo, nach dem Innern dieses Kessels herabgestiegen. Dieser Rand zeigte auch hier wieder die Spuren des alten Abbruches in steilen Felswänden und Terrassen und bestätigte die Annahme, daß dieses gewaltig ausgedehnte Tal ein von den Resten zahlreicher Eruptionsherde rings umgebenes gewaltiges Senkungsgebiet darstellt. Noch einmal wurde dieser steile Rand am Wege nach dem am jenseitigen Abfall 1493 m hochgelegenen Bambilli (Hptlg. Wemu) überschritten und konnte hier mit den typischen Einzelerscheinungen der über senkrechte Felswände in romantisch schönen Fällen (50 m hoch) herabstürzenden Wasserläufe, der steilen terrassenartigen Bruchränder, der z. T. noch weit geöffneten Bruchspalten, abermals beobachtet werden. Die Höhenränder werden auch hier in weiter Erstreckung von Trachytbreccien und Tuffen bedeckt, deren petrographische Beschaffenheit in Nr. 120 beispielsweise erörtert ist. Auch der jenseitige Talrand zeigt hier einzelne gewaltige, vom abgebrochenen Steilhange losgelöste, steile Einzelfelsmassen, ähnlich den beschriebenen Nadelhorsten von Babanki-Tungo. Hier sind sie z. T. umgestürzt und ragen als kahle Riesenblöcke (wohl 100 m hoch) aus der flachen Talebene von Bambilli hervor, die von zahlreichen Flußarmen durchzogen, ein äußerst fruchtbares (Wasserwirtschaft), von zahlreichen Eingeborenenfarmen nur zum Teil bedecktes Gebiet darstellen, das sich über das wellig gefaltete und noch ab und zu von Trachytzügen überdeckte

Granit-Gneisgebiet, über Bafreng mit seinen reichen Anpflanzungen, bis an die Steilränder des bereits früher beschriebenen Bamenda-Höhenzuges fortsetzt. Von Bamenda wurde nun der schon auf dem Hinmarsche benutzte Weg nach Bali wieder eingeschlagen und von dort zunächst eine Bereisung des Bameta-Berglandes ausgeführt.

Aus dem Bali-Basaltgebiet führte der Weg alsbald durch ein ausgedehntes altes, stark erodiertes Gneisfaltengebiet zum Häuptlingsplatz Bameta (1227 m), der schon auf einigen durch den Gneis hindurchragenden alten Granitkuppen gelegen ist. (s. Abb. Nr. 22). Damit begann eine beschwerliche Wanderung durch ein weithin zusammenhängendes Granitbergland, in dem die einzelnen Kuppen und Bergrücken, durch von der Erosion vertiefte Täler und Schluchten getrennt, regellos und wirr durcheinander und z. T. in einander gepreßt zu liegen scheinen. Diese Bergkuppen haben sich zu recht beträchtlichen Höhen emporgewölbt. So liegt das Dorf Tungie (Hptlg. Bakua), das ich als Unterkunft wählte, 1990 m hoch. Die meist grasbewachsenen Felshänge sind hier häufig überdeckt von Riesenfelstrümmern und werden gelegentlich zu fast vegetationslosen Geröllehalden. In den Tälern und an den der Erosion weniger zugänglichen flachen Hängen finden sich die spärlichen und meist zu größeren Dörfern vereinten Eingeborenen-Ansiedelungen mit reichen Farmen und gelegentlichen Waldbeständen. Besonders reich waren die Gneis- und Granitgebiete Bametas an reichen alten Ölpalmenbeständen, deren Früchte, wohl bisher nur zum geringsten Teil von den Eingeborenen verwertet, einen nicht zu unterschätzenden Reichtum jenes unzugänglichen Gebirgslandes darstellen dürften. Das Gestein ist im ganzen Gebiet ein sehr gleichmäßiger grauer Granitit mit wechselndem Gehalt an schwarzem Biotit, gelegentlich ist er von pegmatitischen Adern durchzogen. Auch Quarzadern, meist von Pyrit durchsprengt, konnten mehrfach beobachtet werden, ebenso an einzelnen Stellen späterer tektonischer Störung, eine starke Zersetzung der Feldspäte, die sich durch ihre Rotfärbung anzeigte, sowie eine lebhafte

Epidotisierung, so daß rot-grüngefleckte Granitvarietäten entstanden. Im Flußbett des Ngue waren in der für alle dortigen Granitgebiete charakteristischen Weise gewaltige Gerölleblockpackungen zu beobachten, über die in zahlreichen Schnellen und Fällen die Wassermassen dieses Flusses schäumend zu Tal stürzten. An seinem rechten Ufer zeigte sich vereinzelt ein Basaltdurchbruch, der hier ganz unvermittelt zwischen die Granitkuppen eingeschoben, die Gleichförmigkeit des Gesamtbildes unterbricht. Vom Rastpunkte, dem Dorfe Bamundum (Ba-Mundum, (Hptlg. Sanschilli), 1272 m hoch, am Hange eines vereinzelten Trachytdurchbruches gelegen, wurde am rechten Ufer des Mukore, der sein geröllereiches Bett tief in den Felsen gegraben, ein hoher steiler Felsgrat erstiegen, auf dem nunmehr der Weg entlang führte. Etwa in der Richtung SSO. verlaufend, und weithin beiderseits von tiefen Längstälern begleitet, zu denen scharfe Grate und steile Kuppen und Felswände am jenseitigen Hange herabstürzen, erreicht er seine größte Höhe mit 1769 m in flachen, dem Rücken aufgesetzten Granitkuppen mit typischen Riesen-Granit-Verwitterungsblöcken, die häufig in hoher Packung aufeinander getürmt erscheinen. Von hier aus bietet sich ein umfassender Rundblick über das ausgedehnte Gewirr von Felsgraten und Kuppen und dazwischen tief einschneidenden Tälern. Nur einige gewaltige eigenartig steil geformte nadelartig zerspaltene Bergspitzen ragen im NNW. noch über den Profilaufnahmehorizont heraus. Die an allen Punkten mit umfassenden Überblicken ständig aufgenommenen Bergprofile und Panoramen können im Einzelnen hier nicht erläutert werden, sie haben auch nur größeres Interesse für den Topografen und Kartografen.

Das Gestein aller dieser Bergrücken ist ein wenig sich ändernder grauer Granit, wie er bereits in den Bameta- und Bamundum-Bergen herrschte, so daß geologisch diese Gebiete entschieden zusammenzufassen sind, obwohl sie politisch zu verschiedenen Volksstämmen oder Landschaften gehören. Vom Mukore ab, rechnet jenes Granitgebiet beispielsweise zu Bafut. Mit der Annäherung an das Häuptlingsdorf Bafut und damit an die

Hauptkette der jungeruptiven Durchbrüche von Bamenda-Gr. Babanki stellen sich auch hier im Granitgebiet zunächst einzelne Basaltdurchbrüche ein. Das Gestein einer solchen, mitten zwischen dem Granit eingeschobenen Kuppe ist unter Nr. 121 näher beschrieben. In der Nähe des Basaltcontactes ist der Granit besonders grobkrystallin. Der Basalt an den Hängen ist mehrfach von den schon aus dem Bali-Gebiet bekannten Basaltroteisensteinen überlagert. Der Granit ist auch auf der zurückliegenden Wegstrecke bisweilen von Quarzadern, meist pegmatitischen Ursprungs, durchzogen und stellenweise finden sich Quarzgerölle mit Pyrit oder, nach dessen Zersetzung, löcherig gewordene und von Brauneisen durchsetzte Quarzstücke. Andere Mineralien als Eisenkies waren nicht darin aufzufinden. Ein eigenartiges, sehr dichtes, völlig verkieseltes Quarzbreccien- oder Konglomeratgestein, ebenfalls von Eisenkieseinsprenglingen reichlich durchsetzt, fand sich unweit der Ufer des Mesam oder Medscham (Gest.-Beschr. s. u. Nr. 122), der tief bis in den stark gequetschten und gefalteten Biotitgneis, die Unterlage des Granites, eingeschnitten hat. Die Breccie ist offenbar eine später verkieselte Gehängebreccie, oder ein wenig weit transportierter verfestigter alter Flußsand, der wahrscheinlich starken Druckwirkungen ausgesetzt war und hier eingefaltet wurde. Auffällig ist der gänzliche Mangel an zersetzbaren Silikaten und die frische Erhaltung der eingewachsenen Eisenkieskörnchen. Über weit ausgedehnte stark denudierte und immer mächtiger von Verwitterungsboden und Alluvien in den Tälern eingedeckte, aber immer noch zu grotesken Höhenzügen ansteigende und in tief eingeschnittenen Tälern hinabstürzenden Granitgebirgsbildungen, die hier vielfach in den Tälern reich an alten Laubbaum- und Ölpalmenbeständen und ausgedehnten Farmen sind, gelangte ich abermals nach Bafut, das ich bereits schon einmal von Bamenda aus berührt hatte. Das Häuptlingsdorf, damals zugleich Kriegslager der Regierungstruppe, ist am Rande eines der vereinzelten Basaltdurchbrüche gelegen. So war z. B. der Untergrund des von dem Häuptling vor seiner Flucht in Brand gesteckten statt-

lichen Häuptlingsgehöftes aus lauter einzelnen Basaltsäulen aufgebaut. Das die zum Häuptlingsdorf führenden Wege z. T. tief in Basalt und Trachyttuffe eingeschnitten sind (gewissermaßen als Laufgräben und Verteidigungswälle), erwähnte ich bereits früher, ebenso, daß diese Gesteine früher als sedimentäre angesehen wurden. Ich habe Sedimentärgesteine bei meiner zweimaligen Durchkreuzung Bafuts nicht angetroffen. Voraussichtlich sind sie indessen im Nordwesten in den niederen Gebieten an der englisch-deutschen Grenze vorhanden.

Auch der weitere Weg nach Bamedjung führte mehrfach durch Trachyt- und Basalttuffablagerungen, die auf dem Granit liegen (es scheint, daß das Vorhandensein dieser Tuffe geradezu die Auswahl der Eingeborenen-Ansiedelungsplätze mit bestimmt hat, und zwar neben ihrer leichten Bearbeitung zu befestigten Plätzen, auch des Bestandes alter, in dem tiefgründigen Boden wurzelnder Bäume wegen). Dieser Trachyttuff ist in Nr. 123 beschrieben, und hat hier Veranlassung zur Ansiedelung des Dorfes Bawue (Unterhäuptling Bolefo) gegeben, das mitten in einem ausgedehnten Walde mit uralten Baumbeständen versteckt gelegen ist. Auch Basalt und Basaltlaven stehen in einzelnen Kuppen am Wege an, oder sind in Decken von nahegelegenen Kuppen herabgeflossen und bilden die Geröllebedeckung der Berghänge, die steil nach dem Tale des Mowui hin abfallen und sich ebenso jenseits wieder zum Höhenzuge von Bamedjung erheben. Sie lieferten wieder vornehmlich den fruchtbaren Farmboden. Auch bis kurz vor Bamedjung sind die Bergzüge, wie schon bei Bamundum, meist zu steilen Graten geformt, die in den verschiedensten Richtungen verlaufen, und durch tiefeinschneidende Täler von einander getrennt erscheinen. Sie bestehen aus dem typischen Granit, der auf der vorhergehenden Reiseroute beobachtet wurde und sind kurz vor dem Dorfe wieder von Basalt und Trachyt überlagert. Nahe dem Dorfe erscheint schon das alte Granitgebiet vielfach zerbrochen und tektonisch gestört. Ausgedehnte Abbrüche an den ferner gelegenen Felswänden, die sich aber scharf in der verdorrten Grasbedeckung abheben, und deutlich das Einsinken und Abrutschen großer Geländeteile be-

obachten lassen, gewaltige Spalten und Risse am Wege, deuten darauf hin, daß hier z. Z. sich noch tektonische Veränderungen in größerem Maßstabe vollziehen. Im Dorfe selbst, das umgeben von altem Hochwald, romantisch auf der Felshöhe gelegen, finden wir wieder die weißen Trachyttuffe, durch die vielfach in den tiefen Wegeeinschnitten, Schollen von stark muscovitisiertem und gequetschtem Granitit herausragen. Vom 1180 m hoch gelegenen Dorfe aus, erreicht der Weg alsbald das eigentliche Basalt-Trachytgebiet, das sich im Höhenzuge von Groß-Babanki wieder zu jenen schon von Babanki-Tungo bekannten grotesken Bergformen mit seinen weithin leuchtenden weißen Trachyttuffsteilrändern und waldgekrönten Höhen erhebt, denen auch hier einzelne stehen gebliebene Nadelhorste vorgelagert erscheinen. Der weite, dem Höhenrande folgende Einbruchskessel, an seiner tiefsten Stelle 1208 m über Seehöhe, bildet ein äußerst fruchtbares Gebiet, da es reichlich von Wasseradern durchzogen ist. Es war damals aber nur zum kleinsten Teile angebaut. Von hier aus wurde nun der in die Bergzüge von Bekom sich fortsetzende Babanki-Höhenzug überschritten. Das geologische Bild ist das schon mehrfach beschriebene. Einzelne niedere Basaltdurchbrüche und Quellkuppen sind dem Höhenzuge hier randlich vorgelagert, der sich offenbar im Wesentlichen aus Trachyt und den schon von Bamenda, Bambuluae und Babanki-Tungo erwähnten Gesteinstypen aufbaut. Eutaxytisch geflammte, dichte Trachytlaven wechseln auch hier mit den sie meist eindeckenden, vielfach deutlich geschichteten und wieder eine gewisse Terrassenform der Hänge und Steilränder begünstigenden Tuffablagerungen und mit Breccien und Konglomeratgesteinen, die durch Tuffmaterial verfestigt sind und sekundär verkieselt erscheinen.

Mannigfaltig und meist bizarr sind die Bergformen, bald flach sargdeckelförmige Rücken, bald wild zerrissene in einzelne Spitzen aufgelöste Grate und Feldspitzen bildend, die teils schief, fast überhängend, sich emporstrecken. Sie bilden das regellose Chaos der Bekomberge, das man von der Paßhöhe hinter Babanki

aus überblickt. Bevor der Weg den höchsten Teil der Bekomberge erreicht, werden die Vorberge, Granitkuppen mit einzelnen Basaltdurchbrüchen, durchquert. Im Bette des Mugom findet sich ein deutlicher Contact von Trachydolerit (Gest.-Beschr. 124), der hier einen typischen Muscovitgranit durchbricht und in ihm plattige Absonderung hervorrief. Hier, wie auch in den übrigen beobachteten Fällen, sind feinverteilte Eisenkiesausscheidungen das Einzige, was an Metallführung zu beobachten ist, und es scheint, daß die Basalt- und Trachyteruptionen jener Gebite allgemein nicht Erzbringer gewesen sind, wie wohl vielfach anderwärts. Über randliche Basaltzüge steigt dann der Weg über deutlich abgesetzte Terrassen im Trachytgebiet zum höchsten Punkte, dem Passe der Bekom-Berge empor. (Die ausgebaute Straße berührt nicht das Dorf, das noch hoch über dem Wege auf sehr schwer zugänglicher Höhe erbaut ist.) Im geröllereichen Tale des Giungo führt vom Hauptwege zwischen bizarr geformten Basaltquellkuppen, wie sie die Abbildung Nr. 23 zeigt, ein schmaler, steil emporsteigender, kaum gangbarer Pfad, nach dem auf steiler Trachythöhe gelegenen Häuptlingsdorfe Lakom (Hptlg. Koimfoi, 1948 m). Vielfach ragt noch der Basalt auf den Höhen aus dem meist aus Trachyttuffen bestehenden Gesteinsmantel hervor und es hat den Anschein, als ob auf weite Erstreckung lediglich eine den Basalteruptionen folgende, anhaltende, oder wiederholte explosionsartige Eruption trachytischer Magmen hier stattgefunden hat, die dann ausgedehnte Gebiete mit staubförmigen, schnell durch Verkieselung sich verfestigenden Massen eindeckten. Die Basaltergüsse haben hier im wesentlichen die heutige Gebirgsgestaltung vorbereitet. Trachyttuffe und Brecciengesteine solcher Tuffe, die meist aus Basaltbruchstücken, trachytischen Bimssteinstückchen, gelegentlich auch aus Brocken des unterlagernden Gneisglimmerschiefers bestehen, herrschen heute vor. Seltener sind Trachytlaven anstehend zu beobachten. Es scheint nur ein gewaltig ausgedehnter Ausbruchsherd, unmittelbar da, wo heute das Häuptlingsdorf sich befindet, vorhanden gewesen zu sein. Von da ab läßt sich wieder,

eine eigenartig terrassenartige Abstufung der Trachytkette beobachten, wie sie das Bild Nr. 23 besonders deutlich erkennen läßt.

Am Nordhange der Bekomberge schließt sich an diese höchsten Gipfel trachytischen Ursprungs ein ausgedehntes Gebiet von Basalt, der unter Nr. 125 näher beschrieben wurde, auf den nur noch vereinzelt, wie bei dem Dorfe Nschany abermals trachytische Tuffe, meist von hellgelblich bis weißer, weithinleuchtender Farbe lagern. Sie bilden zugleich die letzten Durchbrüche jungeruptiver Gesteine am eingeschlagenen Wege, denn dieser tritt hier in ein zusammenhängendes, sehr altes und von jüngeren Dislokationen kaum berührtes Granitbergland ein. Dies alte Granitbergland von Bafum zeigt typisch alle jene der Granitdenudation besonders eigentümlichen Verwitterungsformen. Die Bergformen sind meist flache, häufig sehr ausgedehnte, massige, gerundete Kuppen mit zumeist sanften Hängen, die von Granitrundhöckern und Gesteinstrümmern in allen Formen und Größen bedeckt erscheinen, durch welche sie in große Gesteinsschutthalden verwandelt sind, unter denen nur gelegentlich noch das anstehende Gestein wahrzunehmen ist. Einzelne tief erodierte Flußtäler vervollkommnen in ihren außerordentlichen Dimensionen das typische Bild der Denudationslandschaft. Die Abbildung Nr. 24 zeigt einen einzelnen, freilich wenig umfangreichen Abschnitt aus dieser ausgedehnten eigenartigen Landschaft.

Zwischen 1100 und 1400 m etwa schwankend (der Häuptlingsort Bafumbum, Hptlg. Ntam, liegt 1288 m hoch), stellt dieses Gebirgsland ein vorzügliches Viehweidegebiet dar, während die Anbaufähigkeit auf die flachen Talböden und sanften Hänge beschränkt, gering ist. Allerdings zeichnen sich die relativ wenigen Farmen, der übrigens wie alle jene Gebirgsgebiete sehr schwach bevölkerten Landschaft Bafum, durch vorzügliche Erträge auch bei längerem Anbau derselben Parzellen aus, wahrscheinlich infolge der Zufuhr immer frischen Gesteinsverwitterungsmateriales und der dadurch bedingten Zufuhr von Kali-

und Kalksalzen. Der Granit ist ein typischer, grauer Granitit und ändert hier, im Gegensatz zu zahlreichen anderen Granitgebieten, namentlich im altkrystallinen Gebiete am Sanaga seine Erscheinung auf einem gewaltig großen Gebiete überhaupt kaum, wenn man von einzelnen schlierigen Bildungen und den bisweilen sich anhäufenden Quarzadern absieht, die wohl, meist pegmititischen Ursprungs, wenig Aussicht auf die etwaige Führung wertvollerer Mineralbildungen bieten. So viele solcher Adern ich auch in diesem und dem folgenden Kentu- und Kambo-Berglande, sowie früher im Bameta-Granitgebiet untersuchte, so konnte ich doch nie Anzeichen einer etwaigen Erzführung auffinden. Genetisch scheinen diese Gebiete, besonders Bameta- und Bafum-Bergland, in Beziehung zu einander zu stehen, d. h. etwa gleichaltrige Emporwölbungen zu sein, während aber das Bametabergland noch streckenweise durch jüngere Durchbrüche (Basalt) und damit zusammenhängende Dislokationen, neuerdings Veränderungen erlitten zu haben scheint, stellt die alte Granitmasse von Bafum einen lediglich durch Erosion veränderten Gebirgssockel dar. Im Nordwesten längs des Steilabfalles und jenseits desselben in der Ebene, ändert sich dieses Bild möglicherweise. Vom Häuptlingsdorfe Bafumbum folgt der Weg im Wesentlichen dem erst schmalen, wild romantischen Tale des Ngula bis zu dessen Vereinigung mit dem Ngumo. Beide fließen gemeinsam dem Kembe zu, der wieder mit dem stattlichen Kembingo sich zur Katsena vereinigt. Nach der Vereinigung von Ngumo und Ngula erweitert und verflacht sich das Tal, die etwa 300—400 m ansteigenden Höhenränder treten zurück und eine weite fruchtbare Ebene, durchzogen von zahlreichen Wasseradern, den überall aus den umliegenden Gebirgsländern herabfließenden Bächen, breitet sich aus. Hier liegen dann auch, ein äußeres Zeichen der größeren Fruchtbarkeit darstellend, größere volkreichere Eingeborenen-Ansiedelungen, Fomfuka, zwischen Kembe und Kembingo, und Ba-Mungong am nördlichen Talrande, deren reiche Farmen wertvolle Ölpalmenbestände, Tabak und vor allem Negerkorn (Mais) in üppigstem

Wachstum neben allen den sonst vielfach genannten Eingeborenenkulturen aufweisen. Wie meist in reichen Gegenden, findet sich auch hier eine größere Haussa-Niederlassung als Stützpunkt für den umfangreichen Handelsverkehr dieses Volkes, der die Hauptprodukte der nahegelegenen reichen Gebirgslandschaften Kambo, Kentu, Bansso, besonders Kola, Kautschuk und Elfenbein über die englisch-deutsche Grenze auf die nahen englischen Transportstraßen des Benuë-Gebietes leitet. Beim Übergang über den Kembo, in dessen Bett hier zur Trockenzeit immerhin noch mit etwa 25 m Breite, erhebliche Wassermassen reißend hinabfließen, fand ich im Gerölle Stücke einer Pegmatitader des Granits mit reichlicher Molybdänglanzausscheidung. Sie erinnerten in ihrem Habitus unwillkürlich an mir bekannte ähnliche Vorkommen von Striegau und sind immerhin als einzige bekannt gewordene Erz-Ausscheidung in jenen Gebieten der Erwähnung wert. Hervorgehoben sei noch, daß diese breite fruchtbare Talebene mit ihrem Wasserreichtum bei hier leicht zu bewerkstelligender Wasserwirtschaft ein vorzügliches Siedelungsgebiet abgeben würde. Am Rande des Granitberglandes hinführend, tritt schließlich der Weg in ein deutlich flach gewelltes (Verlauf der Wellenkämme etwa NW.-SO.) Gneisgebiet ein, an dessen Rand ein vereinzelter Basaltdurchbruch beobachtet wurde, nämlich in das aus Biotitgneis, Amphibolit und krystallinen Schiefern sich zusammensetzende Gebirgsland von Dumbo-Kentu.

Während die zahlreichen Wasserläufe des bis dahin durchreisten Gebietes mit den erwähnten größeren Wasseradern das Abflußgebiet der Katsena bilden, überschreitet der Weg Dumbo-Kentu etwa halben Weges nach Kentu die Wasserscheide zwischen Donga und Katsena, den beiden bedeutenden linken Zuflüssen des Benuë, die außerordentlich wasserreich, ihre Quellen in den hohen Gebirgsländern des deutschen Gebietes haben.

Möglicherweise sind diese beiden Ströme auch auf deutschem Gebiete noch weit hinauf schiffbar und bieten hier voraussichtlich sehr beachtenswerte geeignetere Transportwege für die Produkte dieser Landschaften, als nach der sehr unzugäng-

lichen deutschen Seite hin, was übrigens, wie erwähnt, von den Haussa-Händlern, die alle Handelsprodukte über die Grenze nach dem großen englischen Markte Takum bringen, längst ausgenutzt wird und für die weitere Kultivierung dieser Gebiete immerhin von erheblichem Interesse sein wird. Dicht bei dem Dorfe Dumbo (1067 m hoch gelegen) und auch weiterhin am Wege nach Kentu, finden sich im Gneis mehrfach Quarzadern sehr erheblicher Mächtigkeit, die sich meist weithin aus dem Gelände als Quarzrücken herausheben. Diese Quarze sollten nach den Berichten des Elefantenjägers Taylor, eines in jenem Gebiete seit Jahren umherziehenden Engländers, enorme Schätze an Gold bergen. Sie wurden von mir verschiedenen Orts genauer untersucht und angeschürft, doch konnte dabei keine Spur des edlen Metalles entdeckt werden. Ebenso lieferte die peinliche Untersuchung vieler Flußsande jenes Gebietes auch nicht den geringsten Anhalt für die Richtigkeit der Behauptungen Taylor's. Es handelt sich bei diesen Gängen um pegmatitische Adern des Granits, der unmittelbar bei Dumbo wieder auf weite Erstreckung den Gneis ablöst. Viele Adern sind mit reichlichen Quarzkrystalldrusen erfüllt, deren Krystallindividuen bei Dumbo etwa die Länge von 5 cm erreichen, allseitig wohl ausgebildet, meist milchweiß-trübe, vielfach auch wasserhell und klar erscheinen. Sie finden sich auch vielfach am Wege in Rollstücken und Drusenfragmenten. Außer den gewöhnlichen Kombinationen der Säulen und Rhomboeder, vereinzelt auch der Traepzoederflächen, habe ich andere Flächen an den Krystallen nicht beobachtet, ebenso fanden sich keinerlei andere Mineralien als Feldspat und Glimmer mit dem Quarz vergesellschaftet. Bisweilen sind diese Adern vollständig derb, milchweiß und liegen in gewaltigen viele Kubikmeter großen Blöcken am Berghange oder ragen, in bis 2 m breiten Rücken aus dem erodierten Biotit-Granit heraus. Vereinzelt sind noch wenig ausgedehnte Reste der nicht völlig erodierten Gneisdecke zu beobachten.

Häufig erscheinen die einzelnen Bergzüge vollständig in-

einandergeschoben, oder in einzelne regellos und wirr durcheinander liegende, bald rundliche Bergkuppen oder langgestreckte und vielfach gewundene Rücken aufgelöst, die im allgemeinen etwa 1000 m hoch, durch zahlreiche bis etwa zu 600 m Höhe einschneidende Täler getrennt werden. Naturgemäß boten sich hier der Wegeführung ganz besondere Schwierigkeiten, und da man seiner Zeit nur wenige Europäer auf der Station Bamenda zur Verfügung hatte, zu deren Bereich politisch dieses entlegene und unwegsame Gebiet gehört, so mußte der Weg durch einen schwarzen Schutztruppen-Unteroffizier gebaut werden und bietet nun leider das typische Muster eines Weges, wie er in der Kolonie nicht gebaut werden sollte, was doppelt bedauerlich erscheint, da für die meist von Negern benutzten Verkehrsstraßen eine Wegeverlegung weit schwerer durchführbar ist, als die Neuanlage eines Weges.

Unter den höheren Bergen des Gebietes fällt durch eine bizarre Spitzenform sehr weit hin ein beim Dorfe Bebegato gelegener hoher Felskegel auf, der, seiner eigenartigen Form wegen, einen besonders guten Richtungspunkt für den Reisenden bietet. Einen besonderen Namen der Eingeborenen für diese Felsspitze, die aus senkrecht abgebrochenen Granitblöcken aufgetürmt ist, wie ich später feststellte, ist nicht vorhanden. Vielleicht kann sie zweckmäßig in Anlehnung an den Ortsnamen mit Gato-Spitze bezeichnet werden. Der Granit wechselt am Wege mehrfach, zwischen fast biotitfreiem und pegmatitisch ausgebildeten Adern mit größeren Biotitblättern (bis $^1/_2$ qcm) einer-, und feinkörnigen Muscovitgranit andererseits. Bisweilen lassen sich Spalten und Sprünge offenbar sehr jugendlichen Alters meist in NW.-SO. Richtung verlaufend, beobachten, an denen sich in den Flußläufen Schnellen und Fälle bildeten. Mit der Annäherung an den Steilabfall nach dem Dorfe Kentu, das ganz am Fuße einer steilansteigenden hohen Gebirgskette nur noch 316 m hoch gelegen ist, zeigen sich immer deutlicher in Gesteinsbeschaffenheit und Gebirgsformen die Spuren starker Pressung und Faltung. Der ausschließlich

die stark ineinandergepreßten Bergrücken zusammensetzende feinkörnige Muscovigranit, wird stellenweise gröber und ist häufig auf weite Erstreckung vollständig einheitlich mit $^1/_2$ bis 1 cm großen glänzenden Muscovittafeln durchsetzt, die in nesterartigen Pegmatitlinsen am Hange des Steilabstieges angeschnitten, sogar bis zu 15 cm Durchmesser aufweisen, verwittert silberweiß, frisch außerordentlich klar und durchsichtig und bisweilen schwach rosa gefärbt, erscheinen. Unweit davon wird der Granit, der hier biotitführend ist (vergl. Gest.-Beschreibung 127), mehrfach von einem dunklen Olivindiabas (Gest.-Beschr. 126) gangartig durchsetzt und beide Gesteine, besonders aber letzteres, zeigen sich reich an Eisenkieseinsprenglingen. In etwa 1 Stunde wird der Abstieg am steilen Hange von etwa 1100 auf 316 m trotz der ungünstigen Wegeführung nach dem Dorfe Kentu und dem Tale der Bissaula, einem wasserreichen linken Zufluß der Donga, bewerkstelligt. Von Kentu ab flacht sich das Gelände sanft und allmählich nach den Ufern der Donga hin ab und bildet hier eine weite fruchtbare, aber wenig volkreiche Ebene. Noch bis in die jüngste Zeit ständig beunruhigt und dezimiert durch die Raubzüge der in den nördlich angrenzenden fruchtbaren Landstrichen ansässigen Fullahstämme, die hier ihr Hauptgebiet für die Beschaffung ihrer Sklaven seit langer Zeit gehabt haben, ist der dort angesessene Stamm der Bantuneger fast aufgerieben und seine Reste sind in die wilden Gebirgsgegenden des Kentuberglandes zurückgedrängt worden, an deren steilen Abhängen und unzugänglichen Talrändern ihre Dörfer versteckt und außerordentlich zerstreut liegen. Um diese gruppieren sich besonders reiche Mais- und Guinea-Kornfarmen. Die waldreichen Schluchten bergen vielfach noch Bestände an Kautschuk-Pflanzen, die noch nicht der Verwüstung anheimgefallen sind. Nur vielfach gewundene und versteckte Schleichwege führen zu diesen Ansiedelungen und sind außer den Bewohnern meist nur den Haussa-Händlern bekannt. Der im Bogen von Kentu über Dorf Taken (550 m), Abafum, Laka (729 m), Bebe-Gato gewählte Rückweg nach

Dumbo machte mich mit einigen dieser versteckten Niederlassungen und dem Charakter der Gebirgsbildung bekannt.

Das im Süden des Ortes Kentu in weitem Bogen schroff aus der Ebene ansteigende Gebirgspanorama erhebt sich in dem Pic von Kentu, einer steilen Spitze aus aufeinander getürmten gewaltigen Granitblöcken, die sich auf einem fast allseitig gerundeten und nur mit spärlicher Moos- und Grasvegetation in den Rissen und Spalten bewachsenen massiven Felssockel aufbauten, bis zur größten absoluten Höhe von 1318 m. also fast genau 1000 m über den Ort Kentu. Die Abbildungen Nr. 25 und 26 zeigen einen Teil des Panoramas · mit dem imposanten unmittelbar über dem Orte gelegenen Gipfel des Pic's, dessen erste Besteigung in seinem letzten Teile von mehreren Seiten fast unmöglich und schließlich auf dem eingeschlagenen Wege nur außerordentlich schwer ohne alpine Ausrüstung zu bewerkstelligen war. Hier wie noch mehrfach in diesem Granitgebiet treten Orthophyre, wie sie in Nr. 129 d. Gest.-Beschr. charakterisiert sind, in breiten Gängen, und umfangreichen Teilen der Granitlakkolithen auf, diese gleichsam stellenweise wie mit einem Mantel umhüllend und durch ihre eigenartige, besonders deutliche schalige Ablösung die Unzugänglichkeit dieser Kuppen hervorrufend. Die wilde Zerrissenheit und das teilweise bizarre Aussehen jenes Gebietes, das wirre Durcheinander der Bergformen und Bergspitzen läßt vermuten, daß hier mehrfach nach der Aufwölbung der Granitkuppen noch Dislokationen stattgefunden haben. Der häufige Wechsel der Granitvarietäten zwischen grauem typischen Granitit und in Farbe und Korn recht verschiedenen Hornblende-Graniten auf einem räumlich nicht allzu ausgedehnten Gebiete und deren teilweise scharfe Abgrenzung gegen einander, sowie die Art ihrer Durchdringung deuten wohl auch auf zeitlich von einander getrennte Tiefengesteinsbildungen hin. Bisweilen finden sich in den Flußläufen als Gerölle Biotit-Hornfelse, wie sie in Nr. 128 von einem dicht beim Dorfe Abafum gefundenen Block beschrieben sind. Am Fuße der bereits früher erwähnten Steilspitze von Bebe-Gato, die weithin in ihrer imposanten Form

auffallend, aus größerer Nähe das Bild Nr. 27 darstellt, fand ich Gänge des Microdiabasporphyrits der Nr. 131, deren Contact mit Granit Nr. 130 darstellt. Leider schien eine Besteigung der vielfach geborstenen steilen Spitze, die von einem gewaltigen Schuttmantel von Riesenblöcken am Grunde umgeben war, ohne großen Zeitverlust und ohne geeignete Ausrüstung nicht möglich. Auch hier scheinen wie am Pic von Kentu, Orthophyre eine entscheidende Rolle bei der Anlage der heutigen Formen gespielt, und die Erosion diese nur noch schroffer und grotesker herausgearbeitet zu haben. Während in den höher gelegenen Gebieten überall der Granit, bald äußerst feinkörnig, bald grobkörnig, fast pegmatitisch, freiliegt, findet er sich in den Tälern und Flußläufen des Abfalles nach Dumbo mehrfach auf weite Erstreckung von Amphybolithen überlagert, wie sie nach ihrem typischen Auftreten in Nr. 133 beschrieben sind.

Von Dumbo bereiste ich andere, außerordentlich schwer zugängliche und deshalb noch fast gar nicht mit der Kultur in Berührung gekommene Gegenden des Kentu-Berglandes. Granit und Gneis sind auch hier das überall herrschende Gestein. Ein vereinzelter Basaltdurchbruch mit folgendem trachytischen Nachschube fand sich beim Dorfe Tissa (1253 m) unmittelbar den hier offenbar schon vorher durch die Erosion freigelegten, also wohl sehr alten Granit, durchdringend. Dagegen befand sich das Dorf Andi (973 m) (Abbildung 28) am Steilhange eines den Biotitgneis (Nr. 135) durchdringenden Diabasporphyrit-Durchbruchs (Nr. 137a), diesen lokal in ein hartes und dichtes, fast adinolenartig aussehendes sprödes Gestein (Nr. 136) und Hornblende-Gneis (Nr. 137) umwandelnd. Bisweilen weisen Gerölle in den Flußläufen auf vereinzelte weitere Basaltdurchbrüche hin, während im Tale des Somfe vor Mandi und am Aufstieg nach diesem, Granat-Biotit-Glimmerschiefer mit breiten zwischengelagerten Feldspatlagen, nach denen das ziemlich konstante Einfallen etwa zu 17° OSO. bestimmt wurde, als Reste der ursprünglichen sonst wohl überall erodierten, krystallinen Gesteinsbedeckung vorhanden sind. Im kleinen Flüßchen Kemme ist abermals ein Basaltdurchbruch durch die nunmehr auf weite

Erstreckung herrschende Gneisbedeckung erkennbar, einzelne sehr frische Trachytgerölle weisen auch hier wieder auf nicht unmittelbar am Wege zu beobachtende gelegentliche Durchbrüche dieses Gesteins hin. Aufgefalteter Biotitgneis in ziemlich gleichmäßiger Beschaffenheit, bisweilen von Amphybolithgneis abgelöst, bildet die zahlreichen Höhen bis zum Dorfe Ko (749 m). Am weiteren Wege nach Berabe (625 m) mit den von reichen Ölpalmenbeständen und üppigen Farmen bedeckten umliegenden Höhen, findet sich in einen stark gequetschten und gefalteten Glimmerschiefer durch einen Flußlauf angeschnitten, ein ausgedehntes Massiv des Gabbro-Amphybolits, der in Nr. 140 beschrieben ist. Seine Riesentrümmerblöcke erfüllen das Flußbett in gewaltiger Packung. Er gewinnt noch an Interesse durch eine reiche Durchsetzung mit sulfidischen Erzen, besonders Magnetkies, aber auch von Kupferkies in geringeren Mengen, so daß hier immerhin die Möglichkeit des Vorhandenseins von Anreicherungen solcher Erzausscheidungen besteht, wie sie ja in Gabbros nicht selten sind. Die Unmöglichkeit der längeren Verpflegung einer größeren Trägerkolonne, hinderte damals die im dichtesten Urwald an sich schon außerordentlich erschwerte eingehendere Untersuchung, da die Entfernung zur nächsten Eingeborenenansiedelung zu groß und die dort erhältlichen Verpflegungsbedürfnisse, wie häufig auf diesem Teile der Reise, kaum für einen Tag ausreichten. Abb. Nr. 29 zeigt das mit Riesentrümmerblöcken erfüllte Flußbett.

Der weitere Weg führte mich mehrmals hinab in die wasserreichen Täler der linken Donga-Quellarme, die hier alle den Namen Ako tragen und meist in außerordentlich beschwerlichem und steilem Anstieg wieder durch waldreiche Schluchten mit reichen, alten Ölpalmenbeständen und Kautschukpflanzen in Höhen bis etwa 1000 m hinauf. Mehrfach wurden Eingeborenen-Ansiedelungen an den bewaldeten Hängen versteckt berührt, deren, freilich wenig ausgedehnte, reiche Farmen Planten, Mais und Hirse (Guinea-Korn) reichlich aufwiesen, während die Ölfrüchte fast in jedem Dorfe in einer besonderen Ölpresserei ver-

arbeitet wurden. Abb. Nr. 30 gibt einen Blick von einem dieser kleinen Jemberre-Dörfer (877 m hoch) in das Ako-Tal und auf die nach diesem abfallenden Höhenzügen. Das sie aufbauende Gestein ist Biotitgneis. Seine Zusammensetzung (Gest.-Beschr. 142) läßt seine Entstehung aus Granitit vermuten, der auch bisweilen noch weniger gequetscht, massiger und grobkörniger zu beobachten ist.

Nachdem ich die Landschaft Kodja mit dem Häuptlingsdorf des Giwa, einem besonders romantisch am Berghange (573 m) gelegenen Örtchen durchquert, von wo aus sich ein weiter Blick in das flache Tal der Donga eröffnete, wurde der Weg in die Landschaft Kambo fortgesetzt. Diese umfaßt ein stark erodiertes Granitbergland mit im Norden vereinzelten im südlichen Teile häufiger werdenden Basaltdurchbrüchen. Der Granit, der in seiner Zusammensetzung durchaus dem von Bameta und Bafum gleicht, bildet auch hier, besonders am kleinen Flüßchen Dschembori, von den typischen Verwitterungsformen, riesigen, wollsackähnlichen Blöcken bedeckte, bis 1500 m hohe flache Kuppen (Lager am Dschembori 1492 m). Abbildung Nr. 31 gibt einen Blick über eine solche Kuppe. Unverkennbar ist überall hier in dem Gesteinshabitus der Gebirgs- und Verwitterungsformen der genetische Zusammenhang dieses Gebirgslandes mit denen von Bafum und Bameta. Sie stellen offenbar die ältesten und am längsten in größerem Zusammenhange ungestört, lediglich den Wirkungen der Erosion ausgesetzt gewesenen Teile des Hochgebirgslandes dar und bilden seinen nordwestlichen Rand. Im Süden steigt das Kambo-Bergland allmählich bis zu Höhen von etwa 2000 m empor. Das erste der berührten Kambo-Dörfer ist 1750 m hoch in der Nähe zahlreicherer Basaltdurchbrüche gelegen. Der Basalt ist typischer Feldspatbasalt (Gest.-Beschr. 143), der von ihm durchbrochene Granit hat auffallende Ähnlichkeit im ganzen Habitus, Farbe und Zusammensetzung, teilweise bankiger Absonderung usw. mit dem Granittypus von Striegau in Schlesien. Die vulkanreichen Ortschaften, in waldreichen Talschluchten mit viel Kola-

Gummipflanzen und Ölpalmen gelegen, sind von fruchtbaren Farmen mit reichen Mais- und Guineakornbeständen umgeben. In den wasserreichen Talniederungen, besonders auf dem Basaltverwitterungsboden, finden sich Bambusrohr und Raphiapalmen häufig. Letztere, so wie eine von ihr verschiedene Palmenart mit dattelähnlichen Blütenrispen und Fruchtständen, von den Eingeborenen Ya genannt, liefern den auch hier von den Eingeborenen geschätzten Palmenwein (Mimbo). Auch dieses Gebirgsland zeichnet sich übrigens, wie das nahe Bansso, wieder durch besonderen Reichtum an Bienen und Honig aus. Häufig finden sich als Lateritverwitterungsprodukte des Basaltes Braun- und Roteisensteine. Das zweite vom Wege berührte große Kambo-Dorf des Häuptlings Fondu liegt wieder am Rande ausgedehnter Basaltdurchbrüche in 1941 m Höhe, die hier meist Decken und vereinzelte stark abradierte Kuppen bilden und dem ganzen Gebirgslande mehr den Charakter des Hochplateaus verleihen. Beim Dorfe Sop oder Esob (1550 m) (Hptlg. Kuenso), der nördlichsten Niederlassung der Bamums, zeigt sich bereits einer der im südlichen Teile so ausgedehnten Trachytdurchbrüche. Von hier erfolgte nunmehr der Abstieg in das Quellgebiet des Mbam. Das Kambo-Bergland bildet demnach einen Teil der Wasserscheide zwischen Donga und Mbam, also zwischen Benuë und Sanaga. Den Rand des Hochgebirgslandes bilden auch hier steile und von der Erosion stark zerfurchte Granitbergzüge (Granitit s. Gest.-Beschr. Nr. 145) mit tief eingeschnittenen Tälern, häufigen ausgedehnten Klippen- und Trümmerblock-Wollsackbildungen. Am Rande wechselt auch hier der Charakter des Granits vielfach und läßt deutlich die Spuren starker tektonischer Veränderungen in gneisartiger Ausbildung, Schieferung und plattiger Absonderung erkennen. Diese Ränder weisen, wie ich mehrfach auch anderen Orts betonte, vielmehr auf die gebirgsbildende Emporwölbung und Auffaltung des gesamten Hochlandes hin, als auf ein allgemeines Absinken der heutigen Flachlandsgebiete, wie es Hassert (vergl. 5) z. B. anzunehmen scheint. Am Flüßchen Nko, einem der zahlreichen Quellarme des Mbam, war bereits mit 875 m

nach besonders beschwerlichem Abstiege über steile Granitzüge der Fuß des Hochlandes erreicht. Nach nochmaligem Aufstieg über die hohen Randgebirgsrücken, auf deren äußerstem, steil nach der Ebene von Ntem abfallenden, adlerhorstgleich das Eingeborenendorf Ntem gelegen ist, führt der Weg hinab in das sich weithin ausdehnende faltig wellige Gneishochland von Adamaua, mit den Landschaften von Banjo, Galim, Tibati, Ngambe. Die Abbildung Nr. 32 gibt einen Blick auf einen Teil des Höhenrandes von Ntem, vom Tale aus gesehen wieder.

---

VI. Teil.

# Das altkrystalline Hochland von Süd-Adamaua.

## Reise Ntem-Banjo-Galim Tibati-Ngambé-Ditam Yabassi.

Mit dem Abstieg in die Ebene von Ntem und das Tal des Maitelori wurde, zugleich mit dem Eintritt in den Verwaltungsbezirk Banjo, das ausgedehnte und geologisch ziemlich einförmige altkrystalline Hochlandsgebiet von Süd-Adamaua betreten. Der Weg Ntem-Banjo führt noch vielfach über die randlichen weit in das Hochlandsgebiet hineinragenden Gebirgszüge von Kentu-Kambo und Mambila hinweg. Im großen und ganzen stellen die bereisten Teile von Adamaua ein welliges, bisweilen außerordentlich stark gefaltetes, sehr altes Gneis-Amphibolit-Glimmerschiefer-Bergland dar, das seit seiner Bildung, also durch gewaltige Zeiträume der Denudation und vielleicht der Abrasion unterworfen war. In sehr früher Zeit haben dann noch Aufwölbungen alter Tiefengesteine, in erster Linie von Graniten, weniger häufig von Dioriten und Diabasen, Dislokationen hervorgebracht. Zum Teil sind solche Tiefengesteinsmassive in gewaltiger Erstreckung heute völlig denudiert und bilden den Gesteinsuntergrund jener von Verwitterungsboden bedeckten Gegenden. Anderen Orts, wo sie die Gesteinsdecke offenbar zu erheblicheren Höhen emporgewölbt haben, bilden sie, von dieser Decke durch die Denudation entblößt, vereinzelt massige Gebirgszüge, die namentlich am Rande des vorher

bereisten Hochgebirgslandes zu erheblichen Höhen noch heute ansteigen. Meist haben diese Gesteine auch schon an Faltungen, Stauchungen und Pressungen teilgenommen und dadurch ihren Charakter verändert. Bezeichnend ist jedenfalls, wenn man von diesen einzelnen, über das wellige alte Gneishügelland unregelmäßig verteilten Tiefengesteinsmassen absieht, das Vorhandensein sehr tiefgehender eluvialer Lateritbildung und das fast gänzliche Fehlen junger Eruptivgesteinsmassen und damit zusammenhängender jugendlicher Störungen in jenen Gebieten.

Durch die fruchtbare alluviale Ebene des Maitelori, eines größeren wasserreichen rechtsseitigen Zuflusses des Mbam, führte der Weg zunächst über ein stark denudiertes, mit Trümmerblöcken bedecktes niederes Granit-Massiv zum Fuße eines außerordentlich steil abfallenden, sargdeckelförmig in seiner Längserstreckung ausgedehnten, einheitlichen, etwa 200 bis 250 m relat. hohen und NNO.-SSW. verlaufenden Granitrückens, dem Ngunguë, dessen Seitenansicht vom Wege Abbildung Nr. 33 darstellt. Als Produkte der für die tropische Verwitterung charakteristischen schaligen Gesteinsablösung infolge der Insolation sind die steilen vegetationslosen Hänge anzusprechen, die dem Berge auf weite Entfernung hin ein eigenartiges Aussehen verleihen.

Der graue, meist sehr dichte und feinkörnige Granitit, der dieses Bergmassiv zusammensetzt, ist in Nr. 146 beschrieben. Die Ausläufer und Hänge des Ngunguë bilden vielfach mächtige Gesteins-Schutt- und Blockhalden. Zwischen mehreren solchen stark abradierten und mit Blöcken überhäuften flachen Kuppen liegt das Dorf Kinkau, (760 m), das Abb. Nr. 34 wiedergibt. Überhaupt befinden sich die kleineren Fullah-Ansiedelungen jener Hochlandsgebiete meist in den durch Felsblöcke unzugänglichen und ihnen damit natürlichen Schutz gewährenden Gebirgshängen. Auch das am Wege nach längerer Wanderung über flache Gneishügellandschaft berührte Dorf des Seriki Barka, Maharba (735 m) liegt am Fuße eines größeren Bergmassivs, des Bandē, dessen Profil in der Abb. Nr. 35 wiedergegeben

ist. Es hat den Anschein, als ob dieser Berg von Tuffen, und zwar trachytischen Ursprungs eingedeckt wäre, wenigstens bestand er, soweit ich ihn im unteren Teile untersuchen und besteigen konnte, aus dem in Nr. 147 beschriebenen verkieselten, brecciösen Trachyttuff, der auch in Riesenblöcken seine randlichen Schutthalden bildete. Noch andere vereinzelte, ähnliche, etwa 100—150 m hohe Kuppen tauchen entfernter vom weiteren Wege seitwärts aus dem welligen Gneisberglande auf, das dann in dem Libau-Bergzuge bis zur Höhe von 1224 m, beim Dorfe Libau, aufgefaltet ist. Stark gequetschte Biotit-Gneise mit Quarzschnüren, die recht deutlich alle Faltungen und Quetschungen mitgemacht haben und erkennen lassen, Biotit-Granatglimmerschiefer, hier und da von grobkörnig-krystallinem Granitit durchdrungen, der ebenfalls stark an Faltung und Quetschung beteiligt, also älter als diese ist, sind für den Steilanstieg charakteristisch. Am kleinen Flüßchen Madjendere ragt durch den dort sehr feinlagigen dichten Biotit-Gneis eine einzelne stark abradierte Kuppe eines Orthophyrs hindurch, der unter Nr. 149 näher beschrieben wurde. An den Berghängen finden sich als Gesteins-Verwitterungsprodukt, neben roten eisenreichen Lateriten, mehrfach rein weiße, wenig plastische, weiche, völlig zersetzte Gesteine, in den Senken auch vielfach plastische Ton- und Lehmböden. Der Biotit-Gneis wird dann vorübergehend am kleinen Flüßchen Madelle durch dichten Zweiglimmergneis abgelöst, über den zahlreiche Gerölle eines schwarzen, sehr feinkrystallinen, brecciösen Hornblende-Biotit-Gneises der Beschreibung Nr. 148 ausgebreitet sind. Auf kurze Erstreckung folgen dann zusammenhängende, zumeist grobkörnige Granititmassen, in gewöhnlich flachen, geröllebedeckten Kuppen, oder langgestreckten Rücken, deren einer am Flüßchen Tapade sich aus dem Granit-Aplit Nr. 150 zusammensetzt. Dann wechseln hornblendereiche Biotit-Gneise mit reinen Biotit-Augen- und Flasergneisen ab. Die Höhenunterschiede sind meist gering (Höhe am Tapade 1295 m, Dorf Tukurua 1212 m), die Hänge sanft und von Laterit bedeckt, die Täler mehrfach sumpfig und

mit Bambus und Sumpfpalmen bestanden. Erst beim Orte Banjo, der Station Banjo, dem Mittelpunkt des ganzen Verwaltungsbezirks, der etwa das gesamte Gebiet der Lamidate Banjo, Tibati, Galim und Gaschaka umfaßt, wird das wellige Gneishügelland wieder von einem Höhenzuge, den Banjobergen, unterbrochen, die in ihrer höchsten Erhebung 1600 m hoch emporsteigen. Der höchste Gipfel ist in der Abb. Nr. 36 wiedergegeben und besteht aus gewaltigen aufeinandergetürmten Granitblöcken, von denen die beiden, wie Kopf und Rumpf eines Riesen aussehenden, weithin erkennbaren, höchsten Gipfel von den umwohnenden heidnischen Negern (den Sklaven der Fullahs) als Götzen verehrt werden. Dicht beim weit über zwei flache Gneishügel ausgebreiteten Ort Banjo steigt der Granitbergzug ziemlich steil etwa 350 m empor. Abbildung Nr. 37 zeigt einen Blick von der Höhe des Berges über den ausgedehnten Ort, während Nr. 38 den Anblick eines Gipfels mit den charakteristischen Verwitterungsformen des Granits wiedergibt.

Das Hauptgestein des Bergzuges ist ein typischer grauer Granitit, der aber bisweilen in Korn und Zusammensetzung sich ändert. So zeigt sich an einzelnen Stellen eine porphyrische Ausbildung (s. Gest.-Beschr. Nr. 154), besonders reichlich und auffällig aber ist eine ausgedehnte Schlierenbildung sehr feinkörnigen, dunklen und dichten, harten, schwarzen Gesteins, das näher unter Nr. 152 und 153 beschrieben ist. Erwähnenswert ist dann noch, nahe dem Gipfel, ein vereinzelter, stark denudierter Durchbruch des Trachytes Nr. 151. Irgend welche erkennbaren Dislokationen scheint dieser kleine Durchbruch nicht hervorgebracht zu haben. Er scheint neben dem ebenso vereinzelt aus dem Kentuberglande erwähnten, so weit mir bekannt geworden, den nördlichsten jungeruptiven Trachytdurchbruch darzustellen. Allerdings sollen jüngere Eruptivdurchbrüche, nämlich Nephelin-Basalte, Feldspat-Basalte, Andesite und Phonolithe bei Ngaumdere (vergl. 1, S. 174) noch vorhanden sein.

Vielfach ist der Granit, namentlich am Fuß des Bergzuges,

von breiten Quarzadern durchsetzt, in denen der Quarz meist in deutlichen und bis 5 cm langen Krystallen ausgeschieden erscheint. Am Ausgehenden sind die Krystalldrusen häufig mit dichten und harten Bildungen von braunem Glaskopf überzogen. Sonstige Mineralien konnte ich bei der allerdings nur oberflächlichen Untersuchung einzelner solcher Gänge nicht beobachten. Dagegen fanden sich im Schwemmlande rings um den Berg, vielfach am Wege ausgewaschen, neben Brauneisensteinstückchen, bis zu 4 cm Durchmesser aufweisende abgerollte Fragmente von Rutilkrystallen, die vermutlich solchen Quarzadern entstammen. Diese Krystallbruchstücke weichen in ihrem Aussehen etwas von dem gewöhnlichen Habitus des Rutils ab, sie zeichnen sich z. B. durch besonders hohen diamantartigen Glanz aus. Der Strich ist meist hellrot, an einzelnen Stücken jedoch dunkler bis schwarz, und diese ähneln dann am Meisten dem Nigrin, andere sind dagegen deutlich rot durchscheinend. Eine Bestimmung der Titansäure ergab für die eine dunkle Probe I. 69,6 v.H. $TiO_2$ für eine zweite, äußerlich von der ersten wohl unterscheidbare II. 85,0 v.H. $TiO_2$[1]). Der Rest zu 100 scheint fast lediglich $Fe_2O_3$ zu sein, wenigstens enthielt I. 29,8 v.H. $Fe_2O_3$. Jedenfalls sind die dunkleren Varietäten demnach dem Nigirin, der nur 11 bis 14 v.H. $Fe_2O_3$ enthält, nahestehende, bisher nicht bekannte, noch eisenreichere Rutilvarietäten, deren abweichendes Aussehen wohl lediglich der isomorphen Beimischung größerer Mengen von Eisenoxyd zuzuschreiben sein dürfte, während die helleren Stücke der Probe II. dem Nigrin zuzurechnen sein dürften. Sie scheinen übrigens auch den Eingeborenen schon früher aufgefallen zu sein, denn sie fanden sich bisweilen angehäuft in der Nähe der mehrfach am Berghange früher betriebenen Eisenschmelzen und ihrer alten Schlackenhalden, es scheint also, daß man Versuche gemacht hat, sie zum Schmelzen zu benutzen und sie deshalb zusammengetragen hat. Die erwähnten Gangbildungen erscheinen immerhin einer ge-

[1]) Die hier gegebenen Analysenresultate verdanke ich der Güte des Herrn Dr. Brandt, Dortmund.

legentlichen eingehenderen Untersuchung durch Schürfungen wert, da sie einmal nicht als lediglich pegmatitische Adern aufzufassen sein dürften, andererseits bei der Nähe der Station die Bearbeitung wesentliche Schwierigkeiten nicht bereiten würde.

Von Station Banjo führte mich der Weg zunächst nach Galim, von wo über das Vorhandensein von Soolquellen mehrfach berichtet worden war, die für die Viehzucht jener Gegenden von jeher ein ganz besonderes wirtschaftliches Interesse boten. Danach schienen dort interessante geologische Aufschlüsse sich erwarten zu lassen. Die ohne erhebliche Höhenunterschiede wellig-hügelige Landschaft, die überall in Denudations- und Erosionsbildungen sowie in der bisweilen mächtigen Bedeckung mit eluvialem Laterit die alte ungestörte Gneisbedeckung erkennen ließ, bot wenig des geologisch Interessanten. Vorherrschend fanden sich typische Biotitgneise, die nur selten in hervorragenden Felsen und in Wasserläufen freigelegt waren, meist aber von Verwitterungsboden überdeckt erschienen. Die größeren Wasserläufe, in flachen alluvialen Senken sich hinziehend, waren meist mit steilen Ufern in eine bis mehrere Meter mächtige jung-alluviale Schwemmlandschicht eingegraben. Diese bald von groben Flußschottern, bald von Sand oder schwarzen, humosen, feingeschlämmten Bodenschichten gebildet, erfüllen überall die flachen Senken und geben ihren äußerst fruchtbaren Untergrund ab. Das vorherrschende Gestein ist auch hier allenthalben Biotitgneis, der häufig stark gefaltet und gequetscht erscheint.

Diese über ausgedehnte Flußschotteranhäufungen in der Trockenzeit mit wenig Gefälle dahinfließenden Wasser, unweit Banjo noch zum Mbam, dann zum Djerem führend (beides rechtsseitige Zuflüsse des Sanaga), stürzen mit ungeheuren Wassermassen nach jedem größeren Gewitter und besonders in der Regenzeit reißend zu Tal, die Flußablagerungen ständig umarbeitend und das Bett des Flusses verlegend. So führen sie auch von weither mancherlei fremdartige Gerölle mit sich. Einige solcher weisen darauf hin, daß die hohen in der Ferne gelegenen

Berge von Mambila und des Djauro Gotil, deren Profile sich mehrfach, besonders günstig von Arnados-Dorf beobachten ließen, mindestens teilweise aus quarzfreien Porphyren bestehen oder von Tuffen eingedeckt sein mögen, die allerdings am Wege nicht anstehend beobachtet werden konnten, aber voraussichtlich jenen höheren Bergzügen entstammen. Nr. 155 der Gest.-Beschr. stellt solchen quarzfreien Porphyr und 157 verkieselten Trachyttuff dar, wie sie sich als Gerölle des Mao Banjo und später in verschiedenen Varietäten mehrfach besonders im Mao Wure finden. Die kieselige Grauwacke Nr. 156 scheint darauf schließen zu lassen, daß vielleicht auch paläozoische Ablagerungen, die in der Ebene wohl allenthalben wieder denudiert sein mögen, vielleicht in Schollen und Fetzen durch jüngere Dislokationen mit emporgehoben wurden und dort wohl noch vereinzelt erhalten sind. Erst spätere Untersuchungen werden über ihren etwaigen Zusammenhang mit den aus den nördlicher gelegenen Gebieten, z. B. aus der Umgebung des Ssari-Massivs bekannten Phylliten, Aufschlüsse bringen können. Möglicherweise sind es jedoch die Reste veränderter uralter konglomeratischer Bildungen, vielleicht auch sind es den heutigen ähnliche, dynamometamorphosierte, lateritische Bildungen. Über ihr Alter und ihre Entstehung lassen sich zur Zeit kaum Vermutungen aufstellen.

Der Biotitgneis, bisweilen hornblendereich, wird am Mao Tapare von dem in Nr. 158 beschriebenen Granit-Amphibolit durchbrochen, der dann beim Dorfe des Arnado (1058 m), einem Sklavendorfe des Lamido von Banjo, dicht am Mao Wure, einzelne flache Kuppen bildet, zwischen denen sich der Fluß in einer Schotterterrasse eingegraben dahinwindet. Abbildung Nr. 39 zeigt einen Teil des Flußlaufes. Zwischen diesen Granitkuppen entspringt eine der bisher für Soolen gehaltenen Quellen jener Gegenden. Auf Spalten im Granit empordringend, verliert sich das Wasser alsbald im durchlässigen Schwemmboden und erst durch Abgraben wird das Quellwasser in einzelnen, bis auf das feste Gestein hinabreichenden kleinen Schächten gesam-

melt, in denen es dann bis unweit der Oberfläche brodelnd emporquillt, von wo aus es durch Schöpfen dem Vieh zugänglich gemacht wird. Allmählich verschlammt die Brunnenstelle und es wird an einem anderen Platze eine neue angelegt. Das Auftreten und die Zusammensetzung des Quellwassers ist ganz analog dem bei Galim, auf das noch näher zurückzukommen sein wird.

Auf der weiteren Wegestrecke zeigt der Biotitgneis vielfach besonders starke Faltung, häufig dichte hornblendereiche Einlagerungen, nesterartige Anhäufungen von Biotit, ist meist steil aufgerichtet und geht bisweilen in typischen, von Quarzlagen unterbrochenen Biotitglimmerschiefer, oder, namentlich in der Nähe von Granitdurchbrüchen, die mehrfach seitlich des Weges höher emporragende Kuppen bilden, in scheinbar contactmetamorph veränderte Amphibolite über, wie sie unter Nr. 159 vorher beschrieben wurden. Die bisweilen grobporphyrisch ausgebildeten Granite führen besonders große bis 5 cm lange und gut ausgebildete Feldspatkrystalleinsprenglinge. Das Gestein macht sich meist durch große Blöcke schon von Fern kenntlich. Daneben wurde am Rande einer ausgedehnten, nun folgenden zusammenhängenden Granitbedeckung, unweit des Überganges über den Kui, der Durchbruch des in Nr. 160 beschriebenen Olivin-Diabases und des Gabbros Nr. 161 beobachtet. Beide heben sich lediglich aus dem stark denudierten Gelände durch zahlreiche grobe Trümmerblöcke und etwas schroffere Hügelformen hervor. Der Granit bildet gegenüber dem Gneis meist etwas steilere Bergformen, Kuppen und langgestreckte Rücken, mit tiefer einschneidenden Tälern. Der Granit hat im wesentlichen die in Nr. 162 beschriebene Zusammensetzung, ist jedoch zumeist grobkörniger und von widerstandsfähigeren, schlierenartigen, feinkörnigeren Einlagerungen durchsetzt, die dann auch zur Hervorbringung der heutigen Erosionsformen sichtlich mit beigetragen haben. Jenseits des etwas tiefer eingeschnittenen Madankali (1024 m) setzt sich dieselbe Granitgebirgslandschaft zunächst bis Galim hin fort.

Dorf und Postenanlage von Galim (1064 m) sind auf einer

Reihe von niederen Granitkuppen gelegen, die das linke Ufer des Mao Bana oder Mambana umsäumen. In einer flachen, von Schwemmland etwa 3 m hoch eingedeckten Niederung eingegraben, ist er am rechten Ufer ebenfalls von einer Reihe etwas höherer Granitberge eingefaßt. Diese boten mit ihren zu einem gewaltigen Felsenmeer zusammengehäuften Trümmerblöcken den widerspenstigen Galim's immer wieder Schlupfwinkel und erschwerten ihre auch heute, ohne den dort stationierten Posten noch nicht gesicherte Unterwerfung. In der zwischen beiden Hügelreihen gelegenen flachen Ebene, die Abbildung Nr. 40 zeigt, fließt der Mao Bana dahin. Am Fuße der niederen Granithügel entspringen nun hier, ganz wie bei Arnados Dorf auf Spalten im Granit Mineralquellen, deren Wasser jedoch durch das Schwemmland nicht emporgedrungen, sondern unterirdisch in der flachen im anstehenden Granit ausgewaschenen Talmulde durch den bedeckenden Schwemmboden abfließen. In diesen graben nun auch hier die Eingeborenen 2—3 m tiefe Schächte, bis sie den Spiegel des Grundwassers erreichen und machen das Wasser durch Schöpfen dem Vieh zugänglich. Bei den während meiner Anwesenheit neu angelegten Brunnen konnte ich das, etwas freie $CO_2$ führende Wasser emporquellend beobachten. Nach einigen Wochen des Gebrauchs wird der alte Schacht verlassen und ein neuer an anderer Stelle angelegt. Offenbar entspringen die nicht unmittelbar sichtbaren Quellen am Talrande unter der Deckschicht und fließen nach dem Talboden ab. Da die Schwemmlandsschichten von tonigen Ablagerungen bedeckt sind, erhält dies Quellwasser in der Talsohle einen entsprechenden Auftrieb, der sich beim Durchsinken dieser Deckschicht bei Anlage eines neuen Brunnens deutlich bemerkbar macht. Das Wasser eines solchen Brunnens ergab nach der Analyse im chemischen Laboratorium der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt nachfolgende Zusammensetzung:

Ges. Rückstand bei 180° getrocknet:

3758 mgr. im l

ferner enthielt das Wasser im l:

| | | |
|---|---|---|
| 43 | mg | $SiO_2$ |
| 8 | „ | $Fe_2O_3$ |
| 10 | „ | $Al_2O_3$ |
| 107 | „ | $CaO$ |
| 24 | „ | $MgO$ |
| 99 | „ | $K_2O$ |
| 2037 | „ | $Na_2O$ |
| 2364 | „ | $CO_2$ |
| Spur | „ | $H_2SO_4$ |
| „ | „ | $Cl$ |

nicht nachweisbar: J und Br.

Demnach handelt es sich im wesentlichen um, an kohlensaurem Natron reiche Quellwasser und nicht um Salzsoolen, wie bisher angenommen wurde. Voraussichtlich ist der hohe Alkaligehalt das Lösungsprodukt der granitischen Feldspäte in kohlensäurehaltigen Wässern. Nach dem Eintritt dieser mit $CO_2$ imprägnierten Quellwasser in die Schwemmlandsschichten wird voraussichtlich innerhalb dieser, die sich zumeist aus dem Detritus des Granits zusammensetzt, sich noch weiterhin die Lösung solcher Feldspatteilchen vollziehen, die hier voraussichtlich noch vorbereitet und lokal beschleunigt wird durch die allmählich bis auf das anstehende Gestein hinabsickernden Zersetzungsprodukte der in beträchtlichen Mengen rings um die Brunnen abgelagerten tierischen Exkremente. Daß diese Wirkung nicht gering zu veranschlagen sein dürfte, kann man wohl annehmen, wenn man beobachtet, welche Mengen von Vieh tagtäglich diese Brunnen belagern. Nicht nur von allen umliegenden grasreichen Gebirgshängen, sondern von weither pflegen besonders die Herden des nomadisierenden Hirtenvolkes der Bororos zu diesen Quellen getrieben zu werden, und während meines kurzen Aufenthaltes dort, konnte ich eine große Zahl solcher Viehtrupps beobachten. Dabei löste eine etwa 120—150 Stück zählende Herde fast die andere ab. Abbildung Nr. 41 zeigt Teile solcher Herden beim Tränken. Interessant war nebenbei die Beobachtung, daß dort zwei nach ihrem Aussehen und besonders der Bildung ihrer Hörner

ganz verschiedene Arten des stattlichen Buckelviehs sich trotz vielfacher Berührung an der Tränkstelle nicht kreuzen, sondern ganz rein nebeneinander erhalten. Die den ansässigen Fullahs gehörigen Tiere sind auf den ersten Blick von denen der nomadisierenden Bororos zu unterscheiden. Das Vieh der letzteren zeichnet sich durch seine außerordentlich stattliche Gehörnbildung aus. Erstaunlich ist es, zu beobachten, mit welcher Gier sich nicht nur Rindvieh, sondern auch Pferde und Kleinvieh nach dem Genuß des Mineralwassers drängen. Von den Eingeborenen wird ihm eine hohe Bedeutung für die Viehzucht zugeschrieben. Nach ihrer Anschauung soll es nicht nur das stattliche Aussehen, besonders eine schöne glatte Haut und gute Körperfülle hervorrufen, sondern besonders auch einen bedeutsamen Einfluß auf die Vermehrung der Herden, das Ausbleiben von Fehlgeburten und sonstigen Krankheiten haben. Man wird wohl alle diese Wirkungen auf eine, bei den enormen Grasvorräten jener Gegenden nicht unwichtige Regulierung des Stoffwechsels der Tiere zurückführen müssen. Offenbar erhöht der Genuß dieses Wassers die Freßlust und Aufnahmefähigkeit der Tiere für die Nährstoffe. Daß das Wasser, wie ich übrigens selbst praktisch erprobte, eine die Verdauung befördernde Wirkung ausübt, kann bei der durch die Analyse festgestellten Zusammensetzung nicht Wunder nehmen. Von Interesse war übrigens noch die Feststellung, daß so gierig sich alle Tiere nach dem Genusse jenes Wassers drängten, weder dort, noch auch sonst, wo ich Großvieh antraf (einschließlich meiner Reittiere), diese Tiere, etwa wie bei uns, Gefallen am Kochsalz fanden. Außer Ziegen und Schafen, die es nur gelegentlich und meist nicht eben gern annahmen, wurde es von dem Vieh verschmäht. Ob dies nur mit dem Unbekanntsein der Tiere mit dem Kochsalz zusammenhängt, vermag ich nicht zu entscheiden, immerhin wäre eine weitere Erforschung dieser Tatsache bei der außerordentlichen Bedeutung, die schon heute die Viehzucht für jene Graslandsgebiete hat, nicht ohne Interesse. Um den Besitz der für die Viehzucht so wichtigen Quellen ist natürlich vielfach unter den Eingeborenen erbittert

gekämpft worden, und so ist wohl auch zu erklären, daß die schließlichen Inhaber des Gebietes, das früher kraftvolle, kriegerische Volk der Galims, sich mit ganz besonderer Zähigkeit und Ausdauer der Unterwerfung und Erschließung ihres Gebietes durch die Europäer zu widersetzen wagte. Von jeher zogen die Besitzer der Quellen von allen den zahlreichen nomadisierenden Trupps der Bororos und den von weither kommenden Viehtrupps der im Norden ansässigen Fullahs für die Benutzung der Quellen Steuern und Abgaben ein. Heute bilden jene außerordentlich fruchtbaren, aber menschenleeren, wenig besiedelten Gegenden nicht nur des Banjo-Bezirkes, sondern auch des gesamten bis nahe der Küste bei Jabassi auf dem Rückmarsch bereisten Graslandsgebietes vielleicht die für die Zukunft wertvollsten der ganzen Kolonie, nicht allein als vorzügliche Viehzuchtländer, sondern auch für jeglichen Betrieb von Farmen, für alle Eingeborenenkulturen, besonders aber für Mais, Reis, Weizen, Tabak, Baumwolle, Gummipflanzen, Kaffee, Tee usw. Hierbei würden voraussichtlich gerade in jenen, für die Viehzucht geeigneten Gegenden, in Zukunft für die Beackerung zu verwendende Tiere eine intensive, der unseren ähnliche Landbestellung ermöglichen. Wer diese Gebiete bereist hat, kann meines Erachtens keineswegs die jetzt noch in maßgebenden Kreisen, wie es scheint, vielfach verbreitete Ansicht teilen, daß Kamerun kein Land für deutsche Besiedelung sei. Umsomehr ist es zu beklagen, daß der Weiterbau der Manengubabahn zunächst über Bamum bis Banjo heute in so weite Ferne gerückt erscheint. Nicht die Küstenstriche mit Urwald- und Sumpfklima, mit ihrer viel dichteren und so gänzlich unkultivierten und teils trotzdem degenerierten Eingeborenenbevölkerung werden für die Zukunft der Kolonie jene für das Mutterland erhoffte und erwünschte Bedeutung gewinnen, Siedelungsgebiete für seine Volksüberproduktion und Märkte für seine Waren zu schaffen, sondern jene reichen, viel gesünderen, fieberfreien, weiten, fruchtbaren, heute nur schwach von intelligenteren Volksstämmen besiedelten Graslandsgebiete, die durch Bahnbauten zu erschließen und damit

der Besiedelung durch Europäer zugänglich zu machen, eine dankbare Aufgabe der Regierung sein sollte.

Die Nr. 163 und 164 der Gesteinsbeschreibung beziehen sich auf das charakteristische Gestein, den Granit der Höhenzüge bei Galim. Da, wo der weiter eingeschlagene Weg nach Tibati den Mao Bana abermals berührt, wird der Biotitgneis, der kurz vorher den Granit abgelöst hat, von einem Quarz-Hornblende-Glimmer-Diorit (Nr. 165) durchbrochen, ebenso nahe des Wegüberganges über den Mao Beli (s. Gest.-Beschr. Nr. 166). Von da ab bildet wieder Biotitgranit bald quarzreiche, bald biotitreiche, schlierige Ausscheidungen aufweisend, den Untergrund der ausgedehnten, mit Schwemmboden und Lateritbildung bedeckten flachen Hänge, deren Bedeckung mit typischer Savannen-Vegetation in den teilweise sumpfigen, mit alluvialem Lehm erfüllten Flußtälern, von Palmen-, Bambus- und Buschwald-Beständen unterbrochen wird.

Häufig finden sich an den Hängen metamorphisierte Granitbreccien, wie sie in typischer Ausbildung in Nr. 167 beschrieben sind, in ausgedehnten anstehenden Felsbildungen. Allmählich senkt sich auch das Gelände, da der Weg im allgemeinen der Richtung der Flußläufe folgt. Bei einem der nördlichsten Farmendörfer von Tibati werden nur noch 900 m Höhe gemessen, und der Sitz der Lamidos, der eigenartige jenseits des Mao-Meng, am rechten Ufer, in dessen breiter, alluvialer Ebene gelegene, von imposanten Lehmmauern, Befestigungswerken und Torhäusern umgebene Ort Tibati, liegt beim Gehöft des Lamidos, ebenfalls 900 m hoch und etwa 18 m über dem Spiegel des Mao-Meng. Die weite, flache, jungalluviale Ebene des Mao-Meng dehnt sich gerade in der Umgebung der Stadt weit aus, der Fluß windet sich hier in einem großen Bogen durch flache, z. T. versumpfte Wiesengelände, die er bei jedem Hochwasser weithin überflutet. Weiter stromauf, da wo der eingeschlagene Weg nach dem Ort den Fluß kreuzt, treten teilweise die Granithügel dicht heran. Ihre Hänge sind mit Lateritblöcken und Felsen von z. T. Riesendimensionen bis in den Fluß hinein bedeckt. Abbildung Nr. 42

zeigt eine solche Flußuferansicht. Weiter unterhalb bilden ausgedehnte, zwischen 3 und 5 m mächtige Schwemmlandsbildungen, bald Flußschotter und Konglomerate, bald Sande, häufig aber auch feingeschlemmte fruchtbare, humos-schlammige Detritusmassen ausschließlich die steilen Flußufer. Sie bilden den Untergrund der außerordentlich fruchtbaren Wiesengründe, die zahlreichen Rindviehherden und Pferden nahe dem Ort selbst, in weiterer Entfernung reichem Wildbestande, besonders Antilopen, reiche Nahrung bieten. Auch hier liegt noch viel kostbarer und ertragreicher Boden unbebaut, und viel ausgedehntes fruchtbares Wiesengelände unbenutzt.

So weit ich den Fluß befahren habe, konnte ich von weißen Sandsteinen, die nach einer früheren Meldung bei Tibati die steilen Flußufer bilden sollten, nichts feststellen. Da jede nähere Ortsbezeichnung für diese angeblichen „Sandsteine am Steilufer des Mao Meng" fehlten, verzichtete ich auf weitere Erkundungen, umsomehr, da auch nirgends entsprechende Gerölle etwa auf ein solches Vorkommen weiter stromauf hindeuteten, während die weite flache alluviale Flußebene sich stromab auf Sehweite erstreckte.

Der weitere Weg führte nun durch wenig hügeliges, von starker Verwitterungsschicht und Lateritbildungen bedecktes und von Savannenvegetation bestandenes Gneisgelände hin. Nur vereinzelt ließen in der Nähe der Flußläufe größere Felsbrocken oder anstehende Felsen den Gesteinsuntergrund erkennen, so besonders da, wo der Weg den Shoté- und den Bujang- oder Bute-Bergen sich nähert, die jedenfalls teilweise noch vom Gneis eingedeckte Granitmassive darstellen. Auch am Wege nahe der fruchtbaren, von saftigem Grase bestandenen, z. T. sumpfigen Flußebene des Makai wurden alsbald Granitberge überschritten, die sich schon von fern wieder durch die steileren Geländeformen ankündigten. Die Zusammensetzung dieses Granits ist in Nr. 169 beschrieben. Vielfach wechselt der Granit und zeigt mit der Zerrissenheit der Bergformen zunehmend, häufig starke Pressungs- und Faltungserscheinungen. Regellos erscheinen Berg-

züge und Kuppen durch und ineinandergeschoben. Dicht am Wege beobachtete ich einen etwa $1^1/_2$ qkm großen langgestreckten See zwischen den Bergkuppen liegend, auf den ich durch zahlreiche den Weg kreuzende Flußpferdspurren aufmerksam wurde. Einen Namen konnte ich von den Eingeborenen nicht erfahren. Da mir unter dem ihn bevölkernden Wassergeflügel einige Reiherarten besonders auffielen, möchte ich vorschlagen, ihn „Reihersee" zu benennen.

Im Tal des kleinen Flüßchens Bimbange beobachtete ich steile Felswände, bis zu 10 m mächtig die Flußufer bildend, die völlig zersetzt waren, doch äußerlich die Struktur des Granites beibehalten hatten. Der Fluß hatte sich hier bis zu dieser erheblichen Tiefe unmittelbar in das offenbar durch die Verwitterung gelockerte Gestein eingegraben. In weiter Erstreckung herrscht nun weiter ein roter, ziemlich fester und dichter Granit, wie er in Nr. 170 vom Flüßchen Ya näher beschrieben ist, er wird hier vielfach von mit Eisenglanz durchsetzten Quarzadern durchzogen. Immer häufiger treten auf den Höhen, die sich hier wieder auf etwa 1000 m erheben, auf beiden Seiten des Weges große Granittrümmerblöcke auf. Der rote Granit ist wieder in einen typischen grauen Granitit übergegangen und immer deutlicher heben sich einzelne höhere Rücken und Bergkuppen, von Trümmerblöcken übersät, aus dem Gewirr der Hügelformen heraus. Vielfach sind sie mit sehr alten hohen Ölpalmenbeständen und von Buschwald bedeckt. Auf einem ausgedehnteren Rücken von prachtvollem alten Walde bedeckt, in dem Ölpalmen und Riesenbaumwollbäume vorherrschen, befindet sich auf der ganzen weiten durchreisten Strecke seit Tibati das erste Eingeborenendorf Lomonji (1020 m).

Vom außerordentlich steilen Hange mit Gneis-Glimmerschieferbedeckung, den der Weg vom Lomonji-Berg hinabführt, bietet sich ein freier Ausblick auf das hohe Niwa oder Ngua-Bergmassiv, die Abbildung Nr. 43 wiedergibt, an dessen Fuß nunmehr der Weg über zahllose kleinere Granithügelketten und flache Kuppen hinführt. Vom dicht unterhalb des Hauptberges

gelegenen Orte Ngua bietet sich abermals ein vorzüglicher Ausblick auf den Berg, den Abbildung Nr. 44 veranschaulicht. Das Gestein des Berges ist in Nr. 171 und 172 beschrieben. Mit der größeren Entfernung vom Bergmassiv treten wieder flachere und sanftere Berghänge und statt des Granits, Gneise verschiedener Zusammensetzung auf, die bald biotit-, bald hornblendereich und vielfach stark chloritisiert und epidotisiert und stellenweise sekundär stark mit kieseliger Substanz infiltriert sind. Streckenweise von fruchtbarem, tiefgründigem Verwitterungsboden bedeckt, sind diese Hänge nur an wenigen Stellen, so bei dem reichen Farmdorfe des Umo angebaut. Auch hier liegen ganz gewaltige Flächen prachtvollen fruchtbaren Bodens als Grassteppe brach, oder sind mit üppigen Urwaldbeständen bedeckt. Erst beim Häuptlingsdorfe Ngambē (777 m) finden sich reiche, aber wenig ausgedehnte Farmen. Auch die weitere Wegestrecke, nachdem der wasserreiche, etwa 60 m breite Kim oder Kem überschritten, der über Boma-Bukamba führende Weg, durchzieht wellig-hügeliges fruchtbares Gneisverwitterungsland mit abwechselnd üppiger Wald- und ausgedehnter Grasbedeckung. An der Stelle des alten Bukamba ist der Biotitgneis, hier nahezu N.-S. streichend und fast senkrecht einfallend, grafithaltig (vergl. Nr. 173 der Gest.-Beschr.). Flache Hügel und Wellen, mit 10—50 m Höhenunterschieden, bilden das Gelände bis zum heutigen Dorfe Bukamba. Die weiten fruchtbaren Wiesengelände sind von Antilopen und Büffelherden belebt, die sie trennenden Waldstreifen vielfach mit wildwachsenden Kixia-Bäumen (Gummipflanze) durchsetzt, die freilich meist schon dem Messer der Eingeborenen zum Opfer gefallen sind. Alte Ölpalmenbestände krönen zumeist die höheren Berghänge. Mehrfach boten sich Ausblicke auf die später bei Ditam und Mba noch deutlicher zu beobachtenden umliegenden Bergzüge der Jungwa- und Mba-Berge im S. und SSO. und der Mpog- oder Mpoch-Berge im OSO., die mehrfach durch Peilung festgelegt werden konnten. Mit außerordentlich steilen Felswänden, vegetationslosen Hängen und ihren bizarr gestalteten und zerrissenen Bergformen,

erheben sie sich aus dem flachen Gneisgebiete ziemlich unvermittelt. Allem Anscheine nach bestehen sie aus Granit. Die offenbar mit ihrer Emporwölbung zusammenhängende Faltung und Pressung der Gneisschichten macht sich weithin an ihren Rändern bemerkbar. Diese unwegsamen, zahlreiche Schlupfwinkel bietenden Gebirge haben auch die dort ansässigen Eingeborenenstämme wieder ganz besonders zum Widerstande gegen die Europäer veranlaßt, besonders unter der Leitung der Häuptlinge Ngute, nach denen der ganze Volksstamm wohl auch die Ngutes genannt wird. Auch für die nun folgenden flachhügeligen Gneisgebiete gilt das bereits früher in Bezug auf Fruchtbarkeit, geringe Bevölkerung und Besiedelungsfähigkeit Gesagte. Geologisch ist das ganze Gebiet außerordentlich einförmig.

Erwähnenswert erscheint mir das Vorkommen einer, einige Kilometer breiten Zone eines stellenweise lediglich aus Quarz und Magnetit bestehenden, bisweilen daneben von Hornblenden durchsetzten Gesteins, nahe des Mbam-Überganges von Mba unweit des Dorfes Ntok, am linken Ufer des Mbam. In einzelnen Lagen ist der Magnetit überwiegend, so daß reiche Eisenerze vorhanden sind. Voraussichtlich würde sich ein gleichmäßiges Verhalten im Streichen und der Mächtigkeit dieser Einlagerungen feststellen lassen. Im Auftreten und in der Zusammensetzung hat dieses Gestein, eine Einlagerung im Gneis jener Gegend darstellend, eine große Ähnlichkeit mit dem früher vom rechten Sanaga-Ufer beschriebenen, ob es vielleicht mit jenem in genetischem Zusammenhange steht, kann z. Z. noch nicht entschieden werden.

In dem Kapitel über Laterit werde ich auf diese Gesteine zurückkommen, da ich vermute, daß sie dynamometamorph veränderte alte Lateritbildungen darstellen mögen. Von Interesse war dann ferner noch die Beobachtung, daß auf weite Erstreckung am Wege dicht hinter Ditam (284 m) die sanften Gneisberghänge sich mit eigenartigen, meist 10—15 m Durchmesser und 1—3 m Höhe aufweisenden, kleinen Bergkuppen regellos bedeckt zeigten, so daß diese anfangs unwillkürlich den Eindruck

künstlicher Herstellung hervorriefen. Tatsächlich handelt es sich jedoch um große, dem Gneis eingelagerte Quarzlinsen, die sich durch die Verwitterung in dieser Weise bemerkbar machen. Sie verdanken also ihre Entstehung einer ins Große übertragenen Flaserbildung des Gneises. Hierbei sei noch einer anderen mehrfach, besonders deutlich schon früher im Sandsteingebiete am Croß gemachten Beobachtung Erwähnung getan, die vielleicht von Wert für die allgemeine Geologie sein dürfte. Nach sehr heftigen plötzlichen Gewitterregen, besonders nach längerer Trockenzeit, beobachtete ich, daß da, wo leichter sandig-toniger Boden mit gröberen Geröllstücken durchsetzt, früher bei weniger heftigen Regenfällen zusammengeschwemmt worden waren, sich nun eigenartige, bisweilen bis zu 15 cm hohe Pyramidenstumpfe bildeten, auf deren Spitze eines dieser Gerölle liegen blieb. Diese schützten also offenbar die darunterliegenden, nur lose verkitteten Sandmassen vor dem Aufprallen des Regenwassers und damit vor dem Fortgespültwerden. Die eigenartige kantige Form der entstehenden Gebilde kann wohl nur eine Folge der Druckwirkung des auflagernden Gesteinsstückes sein. Es sind dies offenbar den bekannten Erdpyramiden von Bozen nach ihrer Entstehung ähnelnde Bildungen im Kleinen, deren Beobachtung hier immerhin in Rücksicht auf die Annahme über die Entstehung dieses Phänomens Interesse bot.

Im Bette des Mbam bildet der Gneis, der auch hier besonders stark gefaltet und gepreßt ist, zahllose Schnellen und Klippen. Vom Dorfe Ba (650 m) bis zum Nun-Übergange ist das Gelände meist flach und vielfach versumpft. Es findet sich häufig reiner, weißer Ton als Gesteins-Verwitterungs-Produkt, nahe dem flachen Ufer der Flüsse. Der Boden ist meist ein tiefgründiger außerordentlich fruchtbarer und von saftigen Wiesen bedeckt, der Gesteinsuntergrund ein im Aussehen sehr wechselnder, aber zumeist sehr dichter und harter Biotitgneis, er ist in den Flußläufen allenthalben besonders im Bette des Ngu oder Ngoru, dem der Weg einige Zeit folgt, vielfach angeschnitten. Alluvien und eluviale Bildungen nehmen zugleich mit der Abflachung der

Höhenformen zu, bis weit jenseits des Überganges über den Nun, der hier in drei breite reißende Arme geteilt ist, allmählich wieder steilere Bergformen auftreten. Beim Haussa-Dorfe Sansani findet sich der Augit-Diorit Nr. 174, zunächst, wie es scheint, als vereinzelter ausgedehnter Durchbruch, und erst einige Stunden vor dem etwa 350 m betragenden Steilabstiege vom Dorfe des Bambassi zu dem des Fombo (Landschaft Tup.) löst den Biotigneis der Eklogit der Nr. 175 ab, der weiterhin deutlich schieferig abgesondert, etwa NW.-SO. streicht und mit 70° SW. einfällt. Als typisch für den ganzen Randgebirgszug, der zumeist in schroffen Hängen abfällt, kann der Augit-Amphibolit der Nr. 176 aus dem Nihaba (Fombo-Wasser) und der Granat-Amphibolit Nr. 177 von einem der letzten Ausläufer der Höhenzüge bei Bari (Nähe des Häuptlingsgehöftes) gelten. Der Rand dieses ganzen Massivs wird in der Ebene von Biotitglimmerschiefer in breiter Zone bis zum Dorfe Songbissi (284 m) gebildet, dem wieder anfangs deutlich in Lagen abgesondert, Biotitgneis folgt, der ganz flachwellige Hügel bildet. Immer häufiger stellt sich in den Talsenken Hochwald ein, der schon am etwa 150 m breiten flachen Laufe des Makumbé völlig den Charakter des für den Küstenstreifen bezeichnenden Urwalds angenommen hat, aber noch hier und da von grasbewachsenen Flächen unterbrochen erscheint. Einzelne flache Höhen sind auch dann weiterhin noch mit Gras bewachsen. Vereinzelt findet sich bei Kundu's Hütten noch einmal das Gestein der Nr. 178, ein offenbar dem am Steilabstieg in Tup beobachteten, verwandtes Gestein. Auf äußerst schlechten Schleichwegen der Haussas, die vielfach die mit Geröllen erfüllten Flußbetten benutzen, oder durch dichtesten unwegsamen Urwald führen, wird das Dorf Ntiba des Häuptlings Fomekena in der Landschaft Ndem (162 m) erreicht. Ganz nahe diesem finden sich mehrere Meter mächtige gangartige Adern eines reinen, milchweißen Quarzes, in dem, am Ausgehenden, offenbar als Zersetzungsprodukte von eingesprengten Mineralien (Hornblende und Granat) in Nestern und

Gängen Manganerzbildungen sich finden, deren Zusammensetzung aus nachstehender Analyse[1]) ersichtlich ist:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . . . | 13,97 v. H. |
| Fe . . . . . . . | 9,87 „ |
| Mn . . . . . . . | 33,34 „ |
| CaO . . . . . . . | 0,74 „ |
| P . . . . . . . . | 0,319 „ |

Danach wäre dies Erz sehr wohl verwendbar, trotzdem kann aber des Mangels jeder Transportmöglichkeit wegen an eine vorteilhafte Gewinnung heute nicht gedacht werden.

Der Gneis ist auf dem weiteren Wege wieder stark gefaltet, zeigt aber keine erkennbar vorherrschende Streich- und Einfallsrichtung. Da, wo auf das linke Ufer des Wuri übergegangen wird, streicht er etwa O.-W. und fällt mit etwa 45° nach N. ein, er veranlaßt auch hier wieder vielfach Schnellen und Fälle des stattlichen Flusses. Beim Dorfe Ndogumassang beträgt die Seehöhe nur noch 145 m. Noch einmal wurde eine breite Zone von Biotitglimmerschiefer festgestellt, im übrigen aber herrscht bis Jabassi einförmig Biotitgneis. Charakteristisch sind auch hier wieder häufige Lateritbildungen, meist sind es laterisierte Gehängekonglomerate. Eine auffällige Ähnlichkeit zeigt sich im ganzen Landschaftsbilde wie im geologischen Bilde mit dem bereits vom rechten Sanaga-Ufer bekannten und beschriebenen. Mit der Annäherung an Jabassi nimmt immer mehr die Urwaldbedeckung zu, und die von diesem entblößten Flächen sind zumeist von Farmen der Eingeborenen eingenommen. Ganz besonders reich ist dieses Gebiet an prachtvollen alten Ölpalmenbeständen. Es muß übrigens wohl als eins der volkreichsten Gebiete der Kolonie gelten.

Mit dem Wiedereintreffen in Jabassi war die Reise, soweit die geologische Aufnahmetätigkeit in Frage kam, beendet.

[1]) Ausführung der Analyse wie S. 145.

VII. Teil.

# Die Tektonik des Schutzgebietes Kamerun.

Das deutsche Schutzgebiet Kamerun ist, dies kann als endgültig festgestellt gelten, zum weitaus größten Teile heute von den Gesteinen der altkrystallinen Formationen bedeckt. Daneben finden sich eine Reihe alter Tiefengesteine und, in gewissen Teilen besonders ausgedehnt, jungeruptive Ergußgesteine. Gneise, Amphibolithe und Glimmerschiefer, vereinzelt auch Phyllite einerseits, Granite und untergeordnet auch Syenite, Diorite, Gabbros und Diabase, besonders aber Basalte und Trachyte andererseits, sind die Hauptgesteinstypen, die heute das Gebiet der Kolonie einnehmen. Diesen gegenüber treten die sedimentären Schichten stark in den Hintergrund, wenn man dabei von den unmittelbaren Verwitterungsresiduen, vornehmlich jener altkrystallinen Gesteine, den Lateriten und einer Reihe jüngster fluviatiler Ablagerungen absieht. Vor allem scheint der Süden des Schutzgebietes[1]), wenn man darunter etwa den südlich des Sanaga belegenen Teil der Kolonie verstehen will, ausschließlich von den Gesteinen der altkrystallinen Formationen und den erwähnten alten Tiefengesteinen heute erfüllt zu sein, die im Gebiete der Flüsse Sanga und Ngoko von jungalluvialen

---

[1]) Vergl. zu diesem Teile, den Großen Deutschen Kolonial-Atlas 1:1000000. Bearbeitet von P. Sprigade und M. Moisel (Dietrich Reimer [Ernst Vohsen]). Lieferung 1, Kamerun.

Bildungen überlagert erscheinen. In diesem Teile der Kolonie scheint auch selbst die Reihe der jungen Ergußgesteine, der Basalte und Trachyte nicht mehr am geologischen Aufbau beteiligt zu sein. Allerdings sind, wie hervorzuheben ist, überhaupt jene Gebiete bisher von der eigentlichen geologischen Forschung noch nicht berührt worden, und obige Annahme stützt sich nur auf die Berichte und gelegentlichen Aufsammlungen anderer Reisender.

Danach könnte der geologische Aufbau des Gebietes als ein äußerst einfacher erscheinen, wenn nicht der Einblick in seine Gestaltung im Laufe der geologischen Epochen verhüllt und beeinträchtigt würde, durch die große Reihe der zahlreichen nach und nach zur Auslösung gekommenen tektonischen Kräftewirkungen. Gerade da, wo deutlich als Schichten sedimentären Ursprungs erkennbare Ablagerungen fehlen, die uns aus ihren Dokumenten an Fossilien, ihren Lagerungsverhältnissen unter einander und zu den Schichten der archäischen Formation Schlüsse auf ihre Altersverhältnisse gestatten, muß naturgemäß eine weit größere Summe anderer Beobachtungen vorhanden sein, um uns die Kenntnis des ungefähren Alters solcher tektonischer Veränderungen zu vermitteln. Wenn nun noch die Spuren jener, sich vielleicht über gewaltige Zeiträume verteilenden Umwälzungen sich gegenseitig verwischen und andererseits uns heute vielfach verhüllt werden, durch die Bedeckung mit Verwitterungsprodukten, so wird es vielfach unmöglich sein, die erwünschte Klarheit über diese Vorgänge unmittelbar zu erhalten und man wird häufig über Vermutungen bezüglich des Verlaufes und Eintritts solcher tektonischer Veränderung in diesen Gebieten kaum hinausgehen können.

Es mag gleichwohl versucht werden, an der Hand der bisherigen Forschungen ein Bild von diesen Vorgängen zu entwerfen.

Die heutige Oberflächenbeschaffenheit, das topographische Bild des Schutzgebietes, kann im allgemeinen und in großen Zügen wohl heute als bekannt gelten. Von Westen, von der

Küste des atlantischen Oceans aus, steigt das Land im nördlichen Teile erst allmählich, dann vielfach sprunghaft, scheinbar in einzelnen Terrassen nach dem Innern hin an. Während der Süden, allem Anscheine nach ein vielfach regellos zerrissenes und zerklüftetes Gebirgsland darstellt, dessen höchste Bergzüge gerade unweit der Küste, dieser annähernd parallel verlaufend, sich im allgemeinen in Höhen von 400—800 m bewegen, steigt im Norden das Festland allmählich bis 2000 m, im Muti bei Bambuluae (Bamenda-Bezirk), der wohl höchsten Erhebung des Festlands-Inneren, sogar auf nahezu 3000 m, empor. Nach Osten dacht sich dann dieses Hochland wieder stufenweise ab, um schließlich in die weiten Ebenen des Tsad-Schari-Beckens hin abzufallen, die nur noch wenig über dem heutigen Meeresspiegel gelegen sind. Eine ganz besondere Stellung nimmt das umfangreiche Kamerun-Gebirgsmassiv ein, das sich auf dem flachesten Teile der westafrikanischen Küste, unmittelbar am Strande, bis über 4000 m und damit zur größten Höhe im Schutzgebiete überhaupt erhebt.

Das ganze ausgedehnte Gebirgsland Kameruns ist nun heute aufgelöst, zerrissen und zerteilt in eine sehr große Zahl einzelner Gebirgsstöcke, Berggruppen und Höhenzüge, die scheinbar regellos verlaufen, zum Teil ineinandergeschoben erscheinen und zumeist durch tief einschneidende, aber in ihrer Form und Breitenausdehnung sowohl, als in ihrer Längserstreckung außerordentlich wechselnde Täler getrennt sind.

Beim Marsche durch diese wildzerrissenen Gebirgsgegenden, mit ihren vielfach schroffen und beschwerlichen Anstiegen, die sich fast unendlich oft zu wiederholen scheinen, gewinnt man unwillkürlich den Eindruck, daß dieses wüste Chaos der Bergformen sich kaum jemals endgültig wird entwirren lassen. Kaum daß man irgend ein hervorragendes Bergmassiv, das in seinen Formen, seiner Richtung und seinem Aufbau größere Gleichmäßigkeit zu verraten scheint, einmal in das Auge gefaßt hat und seinem Verlaufe zu folgen versucht, so baut sich in ganz anderer Richtung ein neues Bergsystem auf und recht unver-

mittelt gehen alle einheitlichen Beobachtungsgrundlagen verloren. Diese Erscheinung ist das ganz natürliche Produkt einer ganzen Reihe und Zahl der in den gewaltigen Zeiträumen seit der Bildung jener Gesteinsdecken zur Wirkung gekommenen tektonischen Kräfte.

Je mehr wir uns durch Einzelforschungen, und nur diese können wohl hier die erwünschte Einsicht vermitteln, der Kenntnis aller dieser uns heute so verwirrend entgegentretenden Veränderungen in der Gestaltung nähern, desto mehr wird sich das Chaos aufzulösen beginnen, das uns heute noch bei der Bereisung entgegentritt.

Erschwert wird übrigens in jenen Tropengebieten jeder Überblick über die Geländeformen durch äußere Bedingungen. Ist es im Küstengebiet vielfach der Urwald, der selbst höhere an sich als Aussichtspunkte gegebene Berggipfel als solche unbrauchbar macht, uns den Überblick über Bergformen und Gebirgsverlauf vielfach verhüllt, so sind andererseits die klimatischen Bedingungen für solche Beobachtungen dort ungleich ungünstiger als in unseren Breiten. Die mit Feuchtigkeit gesättigte Luft, die selten unterbrochene Bildung von Wolken und Nebel, verhüllen meist schon die allernächsten Bergformen, und nur die Zeit kurz vor oder nach den Gewittern und Regengüssen, besonders am Beginn und am Ende der langandauernden periodischen Regenzeiten des Jahres bieten im allgemeinen weiten und freien Ausblick.

Man ist nun seit Beginn der Erforschung dieser Gebiete bestrebt gewesen, durch Auffindung leitender Grundsätze und gemeinsamer Gesichtspunkte eine gewisse Ordnung oder Gesetzmäßigkeit für den Aufbau dieses, so unentwirrbar erscheinenden Chaos aufzufinden. Nach rein äußerlichen Merkmalen, die ja freilich vielfach der Ausdruck eines tiefer begründeten inneren Zusammenhanges darstellen, hat man nach der heutigen Vegetationsbedeckung jene Gebirgsländer eingeteilt in Urwaldgebiete und Graslandsgebiete. Aber in diesem Falle läßt sich ohne Frage eine Einteilung bezüglich des Baues,

der Zusammensetzung oder des Entstehens der heutigen Gebirgsformen auf die Vegetationsbedeckung nicht begründen. So auffallend deutlich an einzelnen Stellen der Wechsel von Urwaldbedeckung und Graslandschaft mit dem Aufstieg in die Hochlandsgebiete auch sein mag, wie z. B. am Bali-Aufstieg zwischen Sabbe und Baminji, so allmählich vollzieht er sich an anderen Stellen. Weder die Gesteinsbeschaffenheit noch die Höhenlage scheinen hierbei maßgebenden Einfluß ausgeübt zu haben, denn wir finden typischen tropischen Regenwald gelegentlich in gleichen Höhenlagen, wo wir sonst meist Grasbedeckung zu finden gewohnt sind. So findet sich dicht bei der Station Bamenda ein solcher ausgedehnter Wald mitten im Graslandsflora. Ohne diesem interessanten Phänomen hier weiter den sich, wie auf den Höhen von Bamedjung und Bamedjang, und noch mehrfach sonst, ausgedehntere Waldungen[1]), während andererseits das Grasland, die Savanne, in ganz geringe Höhenlagen, namentlich im Süden, aber auch schon am Wuri bei Yabassi sich bis nahe der Küste hinabzieht. Wir finden also diesen Vegetationswechsel ganz unabhängig von dem Gesteinsuntergrunde. Gneis und Glimmerschiefer, Granit, Basalt, Trachyt, alle bedecken sich hier mit Baumvegetation, dort mit Graslandsflora. Ohne diesem interessanten Phänomen hier weiter nachgehen zu können, möchte ich der Vermutung Raum geben, daß hierfür klimatische Bedingungen, insbesondere Wind- und Luftfeuchtigkeitsverhältnisse wohl zumeist die Ursache abgeben mögen. Schon bei anderer Gelegenheit wies ich darauf hin, welche außerordentlichen Unterschiede in klimatischer Beziehung gerade auf dem nur wenige Breitengrade des Tropengürtels umfassenden Reisewege, abgesehen von den Höhenlagen, mir entgegentraten. Die immer feuchtwarme Luft der Küstengebiete, die mit Wasser beladenen Seewinde, die dauernde Nebel- und

---

[1]) Vielleicht kann man jene hochgelegenen tropischen Urwälder auch als Galleriewälder bezeichnen, obwohl sie mir der von Schweinfurth (vergl. A. Supan. Grundzüge der physischen Erdkunde 3. Auflage. Leipzig 1903, S. 742) für jene gegebenen Beschreibung nicht zu entsprechen scheinen.

Dunstbildung jener Regionen, steht beispielsweise in auffallendem Gegensatze zu den heißen, trockenen Sandstürmen, die aus dem Innern des Festlandes in gewissen Jahreszeiten über die Graslandsgebiete der Hochländer fegen. Schon auf ganz kurze Entfernung vom Äquator ist z. B. der Beginn und Verlauf der Regenzeiten und ihr Wechsel mit den Trockenperioden, wie bekannt, so vielfachen Änderungen unterworfen, daß man wohl behaupten kann, daß keine Zone bezüglich des Schwankens der klimatischen Verhältnisse so große Gegensätze und Unterschiede aufweist, wie die Tropen. Klima, d. h. hauptsächlich Temperatur-, Wind- und Feuchtigkeitsverhältnisse werden also vermutlich in erster Linie den Vegetationscharakter jener Gegenden bedingen, nicht die geologischen Verhältnisse an sich.

Wie wenig bei dem so häufigen Wechsel und der Mannigfaltigkeit der Gebirgsformen die topographische Aufnahme allein geeignet erscheint, uns ein Gesamtbild von dem Aufbau jener Gebiete zu vermitteln, bedarf keiner weiteren Belege. Eine solche muß ja übrigens der Schwierigkeit der Darstellung und der ungeheuren Kleinarbeit wegen, durch die sie nur allmählich geschaffen werden kann, für lange Zeiten aus dem Bereiche des Erreichbaren ausgeschaltet werden.

Demgegenüber wird die Geologie zunächst berufen sein, eine gewisse Gesetzmäßigkeit des Aufbaus zu erkennen. In allen den von mir bereisten Gebieten tritt die gemeinsame Unterlage der heutigen Oberflächenformen in den Gesteinen der Gneis-Glimmerschiefer-Formation zutage. Gneis, Amphibolith, Glimmerschiefer bilden teils den Sockel der Gebirge, teils die Decke der Unzahl der Gebirgs- und Tal-Züge jener Gebiete. Wir finden sie in mantelförmiger Anlagerung an alte Eruptivstöcke, wie im südlichen Ossidinge-Bezirke, oder den Bergketten der Baluë- und Rumpi-Berge, oder des Bafarami-Gebirges, oder weite wellig-hügelige Gebirgsländer bildend, wie etwa im Gebiete zwischen Tibati-Ngambe und Jabassi; wir finden sie als Unterlage der Basalt- und Trachyt-Gebiete von Bambuluae, Bamenda, Bekom, Mwelle, Bansso, wie in den ausgedehnten Gebirgsländern

von Bameta, Bafum, Kentu, Kambo, Banjo, in tiefer eingreifenden Erosionsrinnen angeschnitten. Es kann nicht zweifelhaft sein, daß die weiten Gebiete heutiger altkrystalliner Bedeckung den Ursprung ihrer Formen der Faltung und der mit ihr in Verbindung stehenden großen Zahl tektonischer Veränderungen verdanken. Ob diese sich im ganzen Gebiete etwa in einheitlichen Richtungen bewegte, ist zweifelhaft, vielmehr scheint es, daß sie in verschiedenen Teilen des Gebietes auch in recht verschiedenen Richtungen in die Erscheinung getreten sei. Jedenfalls ist aber mit einiger Sicherheit anzunehmen, daß sich im Laufe der Zeiten viele solcher in verschiedenen Richtungen verlaufende Störungen vereinigt haben. Im Teil III habe ich bereits darauf hingewiesen, daß sich vielleicht für das altkrystalline Gebiet am rechten Sanaga-Ufer, zwischen diesem Flusse und dem Wuri, ein der ursprünglichen Auffaltung vielleicht entsprechendes N.-S.-Streichen der Höhenzüge als vorherrschend noch erkennen läßt, wie es z. B. auch die der Küste nächstgelegenen randlichen Gebirgszüge des südlich des Sanaga gelegenen altkrystallinen Gebirgslandes und vermutlich auch ein großer Teil dieses ganzen Gebietes aufweisen. Je weiter wir nach dem Innern des Festlandes gelangen, desto mehr scheinen allerdings auch hier diese Richtungen, vielleicht nur durch anders gerichtete Wellensysteme, vielleicht auch durch ursprüngliche Interferenzen und durch Torsionen verwischt. Es wurde bereits früher hervorgehoben, daß im östlichen, rechtsseitigen Sanagagebiet die vorwiegend N.-S. verlaufende Richtung durch eine ONO.-WSW.-Richtung ersetzt erscheint, wie ja auch der Verlauf der Wasseradern schon im Kartenbilde erkennen läßt, wir finden also einen Richtungswechsel bereits in nicht allzugroßer Entfernung.

Eine gewaltige Veränderung in dem ursprünglichen Wellen- und Faltensystem brachte dann das wohl in der Hauptsache im Archäikum und frühesten Paläozoikum eingetretene Emporquellen gewaltig ausgedehnter Tiefengesteinsmassen hervor, das neue und, wie es den Anschein hat, viel regellosere Oberflächen-

formen gestaltete. Vielfach läßt sich noch heute die Veränderung und Umgestaltung erkennen, die dieses neue Moment im Bilde des ursprünglichen Faltensystems hervorbrachte. Bisweilen schiebt sich ein solcher Klotz eines alten Tiefengesteins quer in ein älteres Wellen- und Faltensystem ein, wie ich es besonders deutlich in den Gebirgslandschaften Kambo und Kentu beobachtete. Anderwärts, wie z. B. in den Hügelländern Bamums, bilden zahllose einzelne regellos angeordnete Kuppen und Kämme solcher Tiefengesteine, deren Gesteinsdecken und ursprüngliche Hüllen längst der Denudation zum Opfer gefallen sind, den Untergrund weiter Gebiete und lassen wie etwa in dem wild zerrissenen Granitberglande von Bameta nichts mehr von der ursprünglichen Faltung erkennen. Hierzu traten dann, das an und für sich schon recht wechselvolle Oberflächenbild noch weiter verändernd, die auf einen breiten Gürtel über den Norden des Schutzgebietes ausgebreiteten Basalt- und Trachytergüsse.

Ursprüngliche Auffaltung, Emporquellen alter Tiefengesteine, Erguß junger Eruptivgesteine sind also im Allgemeinen die gebirgsbildenden Faktoren jener Gegenden gewesen. Naturgemäß wirkten, wie schon erwähnt, gerade infolge der beiden letzten Momente und in innigem Zusammenhange mit ihnen die neugestaltenden tektonischen Kräfte noch fort und gerade der Erguß der jungen Eruptivgesteine hat, wie ich vielfach zu beobachten Gelegenheit hatte, gewaltige Einbrüche zur Folge gehabt, wenn man nicht annehmen will, daß beide in dauernder Wechselwirkung mit einander standen und daß eben auch beide den Ausgleich der bestehenden Spannungserscheinungen darstellen.

Auf Grundlage dieser geotektonischen Betrachtungen kann man nun eine gewisse Gliederung der heutigen Oberflächenbildungen des Schutzgebietes vornehmen, die wohl auch für die geographische Gliederung im Großen und Ganzen brauchbar sein wird, wenn diese ja auch naturgemäß hierbei eine große Summe nichtgeologischer Momente wird berücksichtigen müssen.

Es wäre danach etwa zu unterscheiden:

I. Das altkrystalline Faltungsgebiet, dessen heutige Oberflächenformen im Wesentlichen das Produkt der ursprünglichen Faltung und der Aufwölbung alter Tiefengesteine sind, die zum großen Teile die tektonischen Veränderungen mit erlitten haben, vielfach selbst in Amphibolithe und Gneise übergeführt wurden, also heute integrierende Bestandteile dieser Gesteine bilden und wahrscheinlich im Großen und Ganzen nur durch Denudation und Erosion modifiziert wurden.

In einem breiten, etwa zwischen Sanaga und der Nordwestgrenze gelegenen Gürtel dieses Gebietes treten als gebirgsbildende Glieder Basaltdurchbrüche hinzu. Diese sind, soweit bisher bekannt, auf die im Norden einer etwa in der Verlängerung des Wurilaufes auf der gleichen Breite nach Osten gezogenen Linie belegenen Gebiete beschränkt. Südlich dieser Linie habe ich wenigstens auf meinen Reisen keine jungeruptiven Gesteine mehr beobachtet und es liegen auch bisher keinerlei Meldungen oder Aufsammlungen seitens anderer Reisenden aus jenen Gegenden hierüber vor. Wenig sicher ist dies noch im Gebiete der Ostgrenze, das noch sehr wenig bekannt und von Geologen überhaupt noch nicht bereist ist, doch weisen auch die Beschreibungen von Gesteinsstücken jener Gegenden, die bisher dort gesammelt wurden, keine jungeruptiven Gesteine auf (vergl. **1**, S. 100).

Demnach könnte man innerhalb des altkrystallinen Faltungsgebietes unterscheiden:

A. Das südliche altkrystalline Gebiet ohne jungeruptive Gesteinsergüsse, das im allgemeinen seine Oberflächenformen behielt.

B. Das vielfach von Basalten durchbrochene, nördliche, altkrystalline Gebiet teilweise mit häufigen jüngeren Störungen, die im genetischen Zusammenhange mit den jungeruptiven Ergüssen zu stehen scheinen.

Zu A würden wir demnach den gesamten Süden des Schutzgebietes von der Küste bis zum Sanga-Ngoko-Gebiet im Osten

und bis zum Sanaga im Norden zu rechnen haben, ferner zu B den nördlichen Teil des Schutzgebietes mit Ausnahme der Gebiete sedimentärer Bedeckung, also des sedimentären Vorlandes Esch's, der Cross-Benuë-Tsad-Shari-Logone-Becken .und der später genauer zu umschreibenden Hochlandsgebiete des Inneren. Besonders wäre hierzu der von Passarge (Adamaua, Berlin, 1895, S. 370) als „Schollenland von Adamaua" bezeichnete Teil zu rechnen. Je weiter wir diese Gebiete nach Norden verfolgen, desto mehr scheinen sich die zur Auslösung gekommenen tektonischen Wirkungen abzuschwächen und sich schließlich nur auf die Auffaltung einzelner großer Gebirgsmassive und vereinzelte Durchbrüche jungeruptiver Gesteine in dem sonst gleichmäßig flach wellig geformten Faltungsgebiete zu beschränken.

II. Die Gebiete heutiger Sedimentärbedeckung. Esch hat für die sedimentären Gebiete am Mungo und die Auffüllungsgebiete der ehemals tief in das heutige Festland eingreifenden Bucht von Biafra den Abbruch randlicher Teile des Festlandes, etwa in einer durch die heutigen unteren Stromschnellen bezeichneten Linie angenommen. Im Teil II habe ich bereits darauf hingewiesen, daß man sich sehr wohl auch vorstellen könnte, daß zunächst, zur Kreidezeit etwa, eine Transgression des Meeres und an deren Ende eine allgemeine Hebung des Continentes stattfand, bei der einzelne randliche Teile abbrachen und nur in geringere Höhen mit emporgehoben wurden, als das übrige Festlandsgebiet. Sicher ist mit einer solchen Hebung zu rechnen, denn sonst könnten heute die marinen Mungokalkschichten nicht bis etwa 100 m über dem Meeresspiegel liegen. Ob aber die an den Schnellen und am sogenannten Abbruchrande Esch's zu beobachtenden Störungslinien mit einer ehemaligen, viel früheren Senkung der randlichen Teile, oder mit der allgemeinen Hebung allein zusammenhängen, muß vorläufig noch dahingestellt bleiben. Außer der Aufschüttung der Sedimente im Aestuar der Kamerun-Ströme, der Aufschüttung gewaltiger Eruptivgesteinsmassen im Kamerun-

massiv, ist eine allgemeine Hebung des Festlandes zweifellos an der Verlandung der inneren Teile der Biafra-Bucht beteiligt gewesen. Es scheint sogar, daß eine solche allmähliche Hebung bis zur Gegenwart noch fortdauert. Im Wesentlichen hing sie voraussichtlich mit dem Empordringen der gewaltigen Basalt- und Trachyteruptionen des Tertiärs und Quartärs zusammen.

Die übrigen Sedimentärgebiete Kameruns kennen wir bisher nur wenig, doch werden wahrscheinlich auch für diese ähnliche Vorgänge Geltung haben, wie für die Biafra-Bucht. Marine Transgression und folgende allmähliche Hebung, wie sie sich ja in der langsamen Abschnürung von Meeresteilen im Gebiet der heutigen Cross-Schichten erkennen läßt, sind auch hier wohl die Hauptfaktoren für die heutige geologische Gestaltung jener Gebiete gewesen.

Wir werden diesen Gebieten außer der Sedimentärbedeckung an der Bucht von Biafra das Cross- und Benuë-Becken und die scheinbar nur von jüngeren Alluvien eingedeckten Ebenen des Tsad-Shari-Logone-Beckens und der Ströme Sanga und Ngoko zuzurechnen haben.

III. Als eine dritte Einheit möchte ich jene im Innern des nördlichen Schutzgebietes gelegenen Hochgebirgsländer zusammenfassen, die ihre Abgrenzung nach dem altkrystallinen Faltungsgebiete zumeist in sehr steilen Gebirgshängen haben, wie sie bezeichnend am Bali-Aufstieg zwischen Tinto und Bali und auf der Nordseite etwa in den Abstürzen des Kentugebirgslandes zum Tale der Donga zu beobachten sind. Nur im Süden läßt sich eine solche scharfe Trennung zwischen altkrystallinem Faltungsgebiet und dem Hochlandsgebiet nicht machen, vielmehr scheint hier, von den Steilhängen des Manenguba-Gebirges abgesehen, ein allmählicher Übergang, eine gleichmäßige Abdachung in die altkrystallinen Gebirgsländer des Südens vorzuliegen. Vielleicht könnte man das Tal des Mbam als einen Teil der Begrenzung des Hochgebirgslandes auffassen. Diese Hochlandsgebiete sind wohl als diejenigen der größten, vielfachsten und anhaltendsten tektonischen Störungen zu betrachten, zugleich umfassen sie die

Hauptausbruchszone der ausgedehnten Basalt- und Trachytergüsse, die in erheblichem Maße an ihrer heutigen Gestaltung teilnahmen, und in deren Gefolge eine Reihe jüngster tektonischer Störungen in zahlreichen Einbrüchen zur Auslösung kamen. Diese Hauptstörungszone, vielleicht schon ursprünglich das Zentrum der Faltungs- und Aufwölbungserscheinungen, steigt zumeist mit steilen Rändern aus dem altkrystallinen Bruchgebiet empor und erhebt sich aus den flachen und weniger gestörten Gebieten des Westens und den ebenen nur durch einzelne höhere Falten und eruptive Durchbrüche unterbrochenen flachen Gneisgebieten des Inneren.

Es ergibt sich damit für das gesamte Gebiet der Kolonie vom Standpunkte der Tektonik etwa die Dreiteilung in altkrystalline Faltungs- und Bruchgebiete, Gebiete heutiger Sedimentärbedeckung und Hochgebirgsländer des Inneren mit zahlreichen jungvulkanischen Gebirgsmassen. Jedes dieser drei Gebiete wird dann an sich wieder nach seinen heutigen Oberflächenformen, also zumeist vom physikalisch-geographischen Standpunkte aus, eine weitere Gliederung erfahren können, die naturgemäß auch in innigem Zusammenhange mit den einzelnen tektonischen Erscheinungen stehen wird. Eine solche Gliederung und Auflösung in einzelne Gebirgselemente ist z. B. von Esch schon für einen Teil des altkrystallinen Faltungs- und Bruchgebietes durchgeführt worden und sie ist neuerdings auch von Hassert fortgesetzt und für einen Teil der inneren Hochgebirgsgebiete versucht worden (vgl. 5, Bd. 21, Jahrg. 1908, Heft 1, 2, 4). Esch sowohl wie Hassert scheinen anzunehmen, daß das gesamte Gebiet der Kolonie ursprünglich ein den heutigen Hochlandsgebieten analoges Gebirgsland gewesen sei, aus dem lediglich durch gewaltige Senkungen die Bruchstufen des altkrystallinen Faltungsgebietes und der Gebiete heutiger Sedimentärbedeckung entstanden seien, daß also die inneren Hochlandsgebiete die letzten Reste der ursprünglichen Gestaltung der Oberflächenformen darstelle. Auch Passarge scheint im Allgemeinen diese

Ansicht zu teilen (vergl. Adamaua, Berlin. 1895). Demgegenüber möchte ich in den heutigen Hochlandsgebieten das Zentrum der tektonischen, noch bis in die jüngsten Zeiten fortwirkenden Dislokationen vermuten, die in den anderen Gebieten weniger heftig und andauernd zur Auslösung kamen. Die weiten flachen Gneisgebiete des Nordens der Kolonie des von Passarge als „Schollenland von Adamaua“ bezeichneten Teiles des Schutzgebietes, hätten demnach nicht durch ausgedehnte Senkungen ihre heutige Gestalt erhalten, sondern sind die Reste eines von der Abrasion und Denudation zur heutigen geringen Höhe abgetragenen wellig gefalteten Gneislandes, aus dem sich die Reste einstiger höherer Falten, oder durch Tiefengesteine aufgewölbter Kuppen noch hier und da zu beträchtlichen Höhen erheben. Das Gebiet von Bamum, um nur ein weiteres Beispiel zu erwähnen, möchte ich nicht, wie Hassert, als ein ausgedehntes Senkungsfeld ansehen, sondern als ein im Wesentlichen stark abradiertes Gneis-Granitbergland in dem die Aufschüttung jungeruptiver Gesteinsmassen und vereinzelte vielleicht damit zusammenhängende kleinere Einsenkungen und Abbrüche, die heutige Oberflächengestaltung bedingten. Im Allgemeinen möchte ich also einer Hebung, die ja offenbar wenigstens den ganzen westlichen Teil des Continentes betroffen hat, die vielleicht in engstem Zusammenhange mit dem Ausbruche der jungeruptiven Gesteine stand, eine Hauptrolle bei der Gestaltung der heutigen Oberflächenformen besonders jener Hochlandsgebiete zuschreiben.

Versuchen wir nun eine weitere Gliederung[1]) dieser drei nach den vorstehenden Ausführungen anzunehmenden tektonischen Einheiten auf Grund der heutigen Oberflächenformen vorzunehmen, die wohl zumeist das Endergebnis der durch die Erosion noch schroffer herausgearbeiteten tektonischen Störungen darstellen, wenn auch nicht immer dieser Zusammenhang

---

[1]) Naturgnmäß kann diese [Gliederung nicht den Anspruch machen, eine vollkommene, oder endgültige Einteilung darzustellen, sie wird sich vielmehr mit dem Fortschreiten der topographisch-geographischen und der geologischen Aufmahnen verändern, ergänzen, berichtigen und vertiefen lassen.

heute mit voller Deutlichkeit erkennbar blieb, oder schon zweifelsfrei festgestellt erscheint.

Das altkrystalline Gebiet würde demnach, wie schon oben angedeutet wurde, zerfallen in das nach ursprünglicher Faltung und nach dem Empordringen alter Tiefengesteine nicht mehr wesentlich gestörte altkrystalline Gebiet des Südens, das seine heutigen Oberflächenformen im übrigen wesentlich der Erosion verdankt und in die westlich, östlich und nördlich der Steilhänge der inneren Hochlandsgebiete gelegenen wellig gefalteten Gneisgebirgsländer. Eine in das Einzelne gehende Gliederung der Oberflächenformen des Südens ist zur Zeit noch nicht möglich, da diese Gebiete überhaupt bisher noch nicht geologisch erforscht sind.

Im Osten und Norden des Hochgebirgslandes treten aus dem wellig gefalteten Hügellande einzelne höhere Gebirgszüge hervor, die teils alte Gneisfaltengebirge, teils die Aufwölbungen alter Tiefengesteinsmassive darstellen. Mit einem schroffen Abfall, den Passarge als den „Rand des Plateaus von Adamaua" bezeichnet und der vielleicht einen uralten, mit der ursprünglichen Faltung in Zusammenhang stehenden Bruch darstellt, geht dieses Gebirgsland in die flachen und niederen zum Teil völlig ebenen Gneisgebiete über, die noch vereinzelter die Spuren späterer tektonischer Veränderungen erkennen lassen. Immerhin sind auch in diesen Gebieten noch eine Reihe gewaltig emporgewölbter Gebirgsmassive vorhanden und selbst Ergüsse junger Eruptivgesteine treten hier, wie auch schon oberhalb des Randes, noch auf, wenn auch im allgemeinen nicht in erheblicher Ausdehnung.

Es ließe sich dieses ausgedehnte Gebirgsland, oben als IB bezeichnet, etwa wie folgt von der Küste nach dem Innern fortschreitend gliedern:

1. Das Gneis-Glimmerschiefergebiet zwischen Wuri, Sanaga und Unterlauf des Mbam. Von der Küste allmählich bis nach dem Quellgebiet des Wuri hin zur Höhe von etwa 800 m ansteigend. Es enthält am rechten Sanaga-Ufer und im Quellgebiet des Wuri bis zu 1000 m ansteigende

Gebirgsmassive, meist aus Graniten, Gabbros und Dioriten bestehend. Im einzelnen sind diese Gebirge noch nicht erforscht. Basalt oder überhaupt jüngere Eruptivgesteine sind aus dem Gebiet nicht bekannt.

2. Das Gneisgebiet zwischen Sanaga-Mbam und Djerem. Es umfaßt politisch etwa den Bezirk Yoko. Es bewegt sich in Höhen von 600 bis 1000 m, ist im allgemeinen wellig gefaltetes Hügelland mit zahlreichen einzelnen höher emporragenden Gebirgsstöcken, die, soweit bekannt, teils Gneisauffaltungen, teils Granitmassive darstellen. Junge Eruptivgesteine sind nicht bekannt. Es sind bisher hiervon bekannt:
   a) Die Yangwa-Berge, südöstlich Ditam. Granit?
   b) Die Lomonji-Berge nordöstlich Ngambé. Gneisfaltengebirge.
   c) Die Niwa- oder Ngua-Berge nordöstlich Ngambé. Granitmassiv.
3. An dieses Gebiet schließt sich im Norden an, das wellige Gneisbergland (s. Gest.-Beschrbg. Nr. 172 u. 173) von Tibati-Galim, politisch etwa die Lamidate Tibati und Galim umfassend. Zwischen 800 und 1200 m hoch, mit einzelnen massigen Gebirgsstöcken, wie dem Djauro Pangel am Nordrand des Gebietes (900—1200 m hoch). Granit-Massiv (s. Gest.-Beschrbg. Nr. 169 u. 170). Ferner mit den Shoté- und Buté-Bergen südwestlich von Tibati, die wohl Gneisfaltengebirge sind. Dieses Gebiet enthält in den Flußtälern breite alluviale Ebenen mit ausgeprägten Flußschotterterrassen, wie am Mao-Meng, Mao-Bana, Mao-Tapare. Junge Eruptivgesteine sind auch aus diesem Gebiete nicht bekannt. Vereinzelt scheinen Diabase und Quarzporphyr vorzukommen.
4. Das Banjo-Bergland, ein altkrystallines Hügelland von etwa 800—1000 m Höhe, mit einer Reihe höherer Gneisfaltengebirgsstöcke und Granitmassive. Zu ersteren rechnen die Libau-Berge (1200 m), zu letzteren die im höch-

sten Gipfel bis über 1600 m ansteigenden Banjoberge (s. Gest.-Beschrbg. Nr. 151—154). Nur in letzteren ist bisher ein vereinzelter Trachytdurchbruch bekannt. Stellenweise scheinen auch Porphyre vorhanden zu sein.

5. Das Gaschaka-Hügelland. Höhe 300—500 m? Geologisch noch unerforscht, scheinbar Granitkuppenbergland mit dem Djauro Gotil im SW. Dieser etwa 600—1000 m hoch, besteht vielleicht z. T. aus Porphyren und Porphyrtuffen, wie aus Geröllen des Mao-Banjo (s. Gest.-Beschr. Nr. 155) zu schließen ist. Sonst wohl aus Biotit-Granat-Glimmerschiefer zusammengesetzt.
6. Das Gendero-Gebirge, das Hauptquellgebiet des Mbam, es bildet einen Teil des Steilabfalles, den Passarge als Nordrand des Plateaus von Süd-Adamaua bezeichnete. Geologisch noch unerforscht. Nach den beobachteten Geröllen spielt vielleicht Diabas bei seinem Aufbau eine Rolle.
7. Das Kontscha-Bergland. Etwa 200—600 m hoch. Geologisch unbekannt.
8. Das Tschebtschi-Gebirge, in Höhen bis 2000 m. Bekannt sind daraus: Granit, Gneis, Basalt.
9. Das Alantika-Gebirge. Höhe 600—1500 m. Bekannt: Gneis-Granit.
10. Schari-Massiv. Höhe 600—1500 m. Bekannt: Gneis, Glimmerschiefer, Phyllite und Grünschiefer, Granite.
11. Die Tiefebene von Bubandjidda, mit vielen bis 1000 m ansteigenden Inselbergen, bestehend aus: Biotitgraniten, Glimmerschiefern, Gneisen (Pyroxen- und Amphibol-Gn.), Quarzitschiefern, Augitsyeniten, Quarzporphyren, Hornblendeporphyriten, Grauwacken- und Knotentonschiefern (paläozoisch?) (vergl. hierzu **4**, S. 5—8).
12. Das Bubandjidda-Bergland. Höhe 800—1300 m. Besteht nach Edlinger (**4**, S. 8—10) aus archäischen Gneisen und Graniten (Amphibol- und Pyroxen-Graniten), Glimmerschiefer und Eruptivgraniten und Syeniten. Enthält silificierte Eruptiv- und Reibungsbreccien, sowie Quarzporphyr- und Minette-Gänge.

13. Das Bergland von Ngaumdere. Höhe 600—1300 m. Bekannt: Gneis, Granit, Basalt (erloschene Kratere!) (s. 1, S. 174). Nach Edlinger (4, S. 14) sind weit verbreitet Deckenbasalte, neben Plagioklasbasalten auch Nephelinbasanite, Nephelintephrite, Nephelinite. Daneben finden sich auch Phonolithkuppen.
14. Das Gneisbergland von Adumrē. Höhe 200—300 m. Scheinbar sich aus Gneis, Amphibolit, Granit, Diabas, Quarzporphyr zusammensetzend (vergl. 4, S. 1).
15. Das Mandara - Gebirge. Höhe? Nach Passarge NNO.-SSW. streichend, besteht es hauptsächlich aus Granit. Die Höhen bestehen vielleicht aus Basalt und Phonolith. Es treten auch Diabastuffe auf.
16. Das Libé-Gebirge. Höhe? Geologisch unbekannt.
17. Das Gebiet südlich von Ngaumdere zwischen Djerem, der Ostgrenze und dem Oberlauf des Sanaga (Lom.). Höhe? Geologisch unerforscht. Voraussichtlich welliges Gneishügelland mit einzelnen höheren Faltungsgebirgen und abradierten Tiefengesteinskuppen.

Getrennt von den erwähnten Teilen des nördlichen altkrystallinen Gebietes ist der zwischen Hochgebirgsrand und sedimentärem Küstengebiete gelegene westliche Teil zu betrachten, das sogenannte „altkrystalline Bruchgebiet“ Eschs. Es weist gegenüber den vorher erwähnten viel reichlichere auf verhältnismäßig viel kleinerem Raum, und deshalb heftiger zur Auslösung gekommene Störungserscheinungen auf. Nach den Untersuchungen Esch's und Hassert's läßt sich dieses Gebiet etwa wie folgt gliedern:

1. Die Rumpi-(Baluë-)Berge. 1400—2000 m hoch. Nach E. u. H. Horst mit NO.-Streichen. Besteht aus Granit und Gneis und ist nach H. von einer Basaltdecke überlagert.
2. Die Bakundu-Senke. Untergrund und Ränder nach Esch Gneis, selten auch Basaltkegelberge. Letztere sind nach Hassert häufiger. Nach diesem stellt sie einen Teil des westafrikanischen Grabens dar.

3. Der Mungozug. Höhe bis 1100 m. SW.-Streichen. Altkrystallines Gestein, von Basalt bedeckt (Esch).
4. Die Mungosenke. Nach Esch einer Verwerfungslinie entsprechend. Nach Hassert ein Grabenbruch, der sich im Kiddetale fortsetzt.
5. Das Bafarami-Gebirge. Horste bis 2000 m hoch. (Esch und Hassert.)
6. Das Nkosi-Bruchland. Etwa 600—1200 m hoch. Von Aschen und Basalt bedeckt. Häufig junge Kratere (Explosionskratere). Den Untergrund bilden altkrystalline Gesteine: Biotitgneise und feinkörnige Granitite, sowie Hornblendesyenite (Esch). Nach Hassert Bruchstufe von Nyasosso.
7. Der Kopé. Bis 2070 m hoher Horst. Syenitstock (porphyrisch ausgebildeter Syenit). Aufbau eines Vulkans am NO.-Abhange. Die Basis der Horste ist mit einem dichten Mantel von basaltischem Gestein eingehüllt. Vielfach sind basaltische Tuffe aufgelagert (Esch).
8. Die Nlonako-Berge. Nach Hassert ein typischer Horst.
9. Die Ebene von Bangem. Von Hassert als Bruchkessel aufgefaßt.
10. Die Senkungsebene von Ngushi-Bakumo. Von H. als ehemaliges Seebecken bezeichnet. (Die Begründung hierfür ist mir nicht bekannt geworden.)

9 und 10 stellen, wie es den Anschein hat, Teile des von Esch als Nkosi-Bruchland (6) zusammengefaßten Gebietes dar.

Vom Westrande des Hochgebirgslandes wären etwa noch hinzuzufügen:

11. Die Hewett- und Anom-Berge. Granitmassive.
12. Das Gneisbergland von Esudan-Bakumba (Bakogo) zwischen 300 und 1000 m.
13. Das Tinto-Ali-Bergland. Höhe etwa 200—600 m. Gneis, Glimmerschiefer, Granit, Basalt-Trachyt.
14. Die Fontemberge. Gneis, Granit und Trachyt?

15. Gebirgsland von Biteku (rechtes Croß-Ufer). Gneis-Granit-Falten- und Erosionsgebirge.

Für die von ihnen bereisten Gebiete nehmen Esch und Hassert im allgemeinen eine Zahl von stehengebliebenen Horsten und dazwischenliegenden Grabeneinsenkungen und Bruchfeldern an. Vielleicht ist auch für diese Gebiete, wie ich es bereits allgemein für die Oberflächenbildungen des Schutzgebietes hervorhob, der Auffaltung und Emporwölbung, der Hindurchpressung einzelner Gesteinskerne durch die auflagernde Hülle und der folgenden starken und andauernden Erosionswirkung eine etwas größere Wirksamkeit bei der Hervorbringung der heutigen Gebirgsformen zuzuschreiben, als es die genannten Forscher anzunehmen scheinen. Immer sind es Stöcke oder Züge alter Tiefengesteine, die heute als Erhebungen aus der Gneis-Glimmerschieferbedeckung emporragen und an ihren Rändern, oder häufig sogar diese Gesteine durchdringend, also offenbar ihren Bahnen folgend (wie dies übrigens fast im ganzen Schutzgebiete zu beobachten ist) finden sich die Ausbrüche der junggeruptiven Gesteine. Im Allgemeinen scheinen demnach die tektonischen Störungen dieser Gesteine mit dem späteren Empordringen glutflüssigen Magmas in Zusammenhang gestanden zu haben. Für die Altersbestimmung dieser Dislokationen ist die Feststellung Esch's von Wichtigkeit, daß Basaltdecken über gewisse Teile der Basis des Kupé, von den Randspalten und vom Krater bei Horst 7 herabfließend, sich ausgebreitet haben und Tuffmassen, die flacheren Höhenunterschiede einebnend, sich aufgelagert haben. Ähnlich ist von Esch für Mungozug, Nkosi-Bruchland und Bakundusenke die Eindeckung durch Basaltdecken und Tuffe festgestellt worden. Hassert hat dies auch für die Rumpi-Berge bestätigt. Demnach müssen bei Beginn der Basalteruptionen die grundlegenden tektonischen Veränderungen schon vorhanden gewesen sein, wir werden sie also als prätertiär[1])

---

[1]) Aus den früheren Ausführungen geht hervor, daß ein großer Teil der Basalte des Küstengebietes tertiäres Alter hat, daneben aber Ausbrüche basaltischen Magmas sich bis in die Jetztzeit fortsetzen.

anzusehen haben. Die erwähnten Gebirgszüge zwischen Hochlands- und Sedimentär-Gebiet sind von Esch als Randgebirge bezeichnet worden. Da sie weder dem Steilrand des Hochlandes noch dem Rande des Sedimentärbeckens gleichgerichtet sind, sondern das ganze Störungsgebiet meist quer in den verschiedensten Richtungen durchziehen, wird man sie vielleicht bezeichnender als Gebirge des randlichen altkrystallinen Bruchgebietes oder der zweiten Gebirgsstufe benennen.

Die Hewett- und Anom-Berge im Nordosten dieses Gebietes, nahe der englischen Grenze gelegen, sind scheinbar lediglich durch die Erosion freigelegte Granitstöcke, wie sie auch ganz ähnlich im nördlichen englischen Grenzgebiet in Süd-Nigeria sich in den Oban-Bergen finden. Jedenfalls liegen sie in einem weit weniger gestörten Gebiet als die vorhergenannten Gebirgszüge und weit ab von den Hauptrandlinien der tektonischen Störungen. Vielleicht sind sie jüngeren Ursprungs als diese. Sehr deutliche Störungsgebiete bilden demgegenüber wieder die Bergländer von Tinto-Ali und von Fontem, bei denen es noch zu jungvulkanischen Ergüssen und weitausgedehnten Eindeckungen durch Trachyte gekommen ist, sowie das Biteko-Bergland, das scheinbar frei von solchen Ergüssen, deutliche Spuren tektonischer Störungen in Verwerfungen und Brüchen aufweist, die hier vielfach die alten Tiefengesteine mit betroffen haben. Noch wenig erforscht, in Bezug auf seine Oberflächenbeschaffenheit und Tektonik ist das Gneisbergland von Bakogo und die zwischen diesem und dem Hochlandshöhenrande befindlichen Gebiete. Es scheint sich hier eine Zone geringerer Störungserscheinungen im Nordwesten jenseits der Baluë-Berge an die zwischen Kamerun-Massiv und Manenguba-Gebirge vorhandene Zone sehr starker Störungen anzuschließen.

Die weitere Gliederung der als sedimentäre Gebiete zusammengefaßten Einheit, die Esch als die dritte am meisten abgesunkene Bruchstufe bezeichnete, ergibt sich aus dem heutigen Verlaufe der großen Stromgebiete, so daß etwa zu trennen wären:

1. Das Sedimentärbecken der Bucht von Biafra, mit den Kreide- und Tertiärablagerungen am Mungo und Dibombe und den tertiären und reçenten im Küstengebiete von Rio del Rey bis Kribi ausgedehnten Strand- und Ästuar-Ablagerungen.
2. Die sedimentären Kreideschichten des Cross-Beckens.
3. Das sedimentäre Benuëbecken.
4. Das Logone-Schari-Tsadsee-Becken.
5. Das jungalluviale Sanga-Ngoko-Becken.

Wie im Teil IV ausgeführt, werden sich möglicherweise sehr enge Altersbeziehungen zwischen dem Biafra-Becken einerseits und den Cross- und Benuëbecken andererseits und der beiden letzteren unter einander ergeben. In diesen spielen auch jungeruptive Ergüsse und teilweise Eindeckungen der Sedimentärschichten durch Basalte, meist an den Rändern nach dem Hochgebirge eine Rolle, so im Biafra-Becken die Durchbrüche der Soden-Barombi und Diungo-Kratere, im Crossgebiete unter anderem die Eruptionsherde von Nkore und Nshang, von denen aus sich Basaltdecken über das Gebiet zwischen Mun Aya und Croß ausbreiten. Unter diesen Basaltmassiven spielt seiner Größe und Ausdehnung wegen, eine besondere Rolle das Kamerungebirge, das sich im Innern der Bucht von Biafra unmittelbar aus dem Meere aufbaute und demgemäß sich auf älteren sedimentären Schichten erhebt.

Das Hochgebirgsland umfaßt nur etwa $^1/_{15}$ des gesamten Schutzgebietes und dehnt sich etwa zwischen $4^1/_2$ und $7^0$ nördl. Breite vom Manenguba-Gebirge im Süden, bis zum Kentu- und Ntemberglande im Norden aus. In seiner Ost-West-Erstreckung reicht es von einer vielfach bogig, oder gezackt verlaufenden Linie Manenguba-Kentu bis zum Tale des Mbam und geht hier, wie erwähnt, mit allmählichem Abfall in das altkrystalline Gebiet über.

Gemeinsam ist diesem Hochgebirgslande der Durchbruch jüngerer Eruptivgesteine, der Basalte und Trachyte und die Bedeckung mit deren Eruptionsprodukten, wenn auch die Grund-

lage der heutigen Oberflächengestaltung, namentlich an den Rändern wohl schon sehr viel früheren tektonischen Vorgängen zuzuschreiben sein dürfte.

Eine Gliederung könnte nach den heutigen Oberflächenformen und dem vermutlichen geologischen Aufbau etwa in nachstehender Weise erfolgen:

1. Das Manenguba-Gebirgsland (Diabas, Basalt, Trachyt).
2. Die Mbo-Hochebene. (?)
3. Das Bali-Bergland (Gneis, Granit, Basalt).
4. Die Bambuto-Berge. (?)
5. Das Bameta-Bergland (Granit, vereinzelt Basalt).
6. Das Bafum-Bergland (Granit).
7. Das Kambo-Bergland. (Granit, Basalt.)
8. Das Kentu-Bergland (Gneis, Amphibolith, Granit, vereinzelt Basalt, Trachyt).
9. Das Bambuluae-Bamenda-Bakembat-Massiv (Granit, Basalt, Trachyt).
10. Der Babanki-Höhenzug (Basalt-Trachyt).
11. Das Bansso-Bergland (Gneis, Granit, Basalt, Trachyt).
12. Das Bekom - Bafumé - Bergland (Gneis, Granit, Basalt, Trachyt).
13. Der Höhenzug von Babungo-Mwelle-Oku (Granit, Basalt, Trachyt).
14. Das Bamum-Hügelland mit den Bergmassiven des Kogam, Batmatschem,* Batpui und Bapale (Gneis, Granit, Basalt, Trachyt).

Das Manenguba-Gebirge ist ein dem Kamerun-Massiv analoges jungvulkanisches Gebirge am Rande des Hochlandssteilrandes. Neben Diabas und Basalt ist vom Manenguba auch Trachyt beschrieben (s. 2, 2, p. 69, Nr, 41—43). Die Beschreibung des Trachytes (Nr. 43) vom Ringwall des Ebogga-Kraters weist darauf hin, daß auch hier, wie im ganzen Hochlande, die Trachyte Nachschübe der Basalteruptionen waren. Andererseits sind die Basalt-Trachyt-Ergüsse dort offenbar einer älteren Diabas-Eruption gefolgt, denn Esch beschreibt (Nr. 44) einen typischen Diabas, „der in mächtigen Felsen auf dem westlichen Teil des Kammes

des Manengubagebirges zwischen Ninong und dem Ebogga-Krater etwa 200 m unter dem Niveau des Kraterbodens“ ansteht. Durch die gleichartigen Kraterausbrüche, die im ganzen Hochlandsgebiete nachgewiesen sind (Trachyt), steht es seinem Aufbau nach in engem Zusammenhange mit diesem, aber es verdankt seine Entstehung nicht nur diesen Trachytergüssen, sondern auch zum großen Teil diabasischen Ergüssen, die bisher ebensowenig wie Trachyte aus dem Kamerungebirge bekannt geworden sind. Man wird daher vom geologischen Sandpunkte aus das rein vulkanische Manenguba-Gebirge zweckmäßig nicht, wie es Hassert (Heft 3, S. 160) vorschlägt, mit den altkrystallinen, basaltbdeckten Höhenzügen und Talsenken des „Bruchgebietes“, von deren Bruchrändern alte Ergußgesteine bisher nicht bekannt sind, zum „Manengubasystem“ zusammenfassen können, sondern es wohl eher den Hochgebirgsgebieten angliedern müssen.

Die Mbo-Ebene ist nach Hassert (Heft 3) ein Kesselbruch und war ehemals ein Seebecken, was allerdings noch der geologischen Belege bedarf. Die Mbo-Berge, die Fortsetzung des Bafarami-Gebirges und „Rand“ des Hochlandsgebietes, bestehen nach H. (Heft 3) aus Graniten und Urgesteinen.

Das Bali-Bergland setzt sich in seiner Unterlage aus Gneis zusammen, der vielfach durch Granite emporgewölbt wurde. Diese Granite waren bereits durch die Abrasion freigelegt, als, meist örtlich den Graniten folgend, die Basalteruptionen eintraten. Diese bildeten vielfach den Granit überdeckende Quellkuppen, aber auch größere Kratere mit Lavaströmen, Ringwällen und Tuffbildungen, wie sie in Teil V besonders vom Häuptlingsdorf Bali beschrieben wurden. Trachyt ist an meinem Reisewege dort nirgends beobachtet worden.

Die Bambuto-Berge sind nach Hassert „ein deutlich ausgeprägter Horst“, sie scheinen aus Granit und Gneis aufgebaut zu sein.

Das Bameta-Bergland ist ein stark erodiertes, sehr altes Granit-Gebiet, mit regellos ineinander geschobenen und sich gegenseitig durchdringenden Granitstöcken. Vereinzelt finden sich Basaltdurchbrüche. Es ist meist ebenfalls stark erodiert und ent-

spricht nicht dem politischen Bameta-Gebiet, sondern setzt sich von dort in die Landschaften Bafut und Bandeng hinein fort und vielleicht auch nach Westen in die geologisch noch unbekannten Gebiete von Widekum, wo es den Rand des Hochlandes bildet.

Das Bafum-Bergland ist die nördliche Fortsetzung des vorigen. Es stellt ein mit den charakteristischen Verwitterungsformen der Granite, zahlreichen Rundhöckern und wollsackähnlichen Blöcken bedecktes Gebirgsland dar. Von jüngeren Störungen scheint es in geringem Maße betroffen worden zu sein.

Das angrenzende Kambo-Bergland weist häufige Basaltdurchbrüche im gefalteten Gneis-Granitgebiet auf. Dementsprechend zeigen sich häufiger Spuren jüngerer tektonischer Veränderungen in Brüchen und Spalten.

Das Kentu-Bergland ist ein typisches altes Faltungsgebiet, im Wesentlichen aus Gneis, Amphibolith und Granit zusammengesetzt, mit außerordentlich wild zerrissenen und wirren Formen und daher auch besonders unzugänglich. Ganz vereinzelt finden sich auch jüngere Eruptivdurchbrüche (Trachyt).

Das Bambuluae-Bamenda-Bakembat-Massiv bildet nahezu den mittleren Teil des gesamten Hochlandes und besteht im Wesentlichen aus Gneis-Granit-Unterlage mit wenigen Basaltdurchbrüchen, aber gewaltig ausgedehnten, im Muti zur größten Höhe von nahezu 3000 m emporsteigenden Trachytgebirgen. Es scheint, daß eine Reihe von Krateren, von denen heute noch derjenige von Bambuluae am deutlichsten durch den großen Kratersee Bambuluae erkennbar ist, das Material für die ausgedehnte Trachytbedeckung geliefert habe und daß von dort aus Laven und Tuffe sich bis Bamenda einerseits und nach Bakembat andererseits ausbreiteten. Den Trachyt-Ausbrüchen folgten dann offenbar ausgedehnte Senkungen und Einbrüche, die zumeist längs der, in einzelnen Wällen angeordneten Höhen sich hinziehen, aber auch gelegentlich tief in die Vulkanmassive eingreifen, von denen dann nur noch verbrochene Ränder und Trümmer erhalten geblieben sind. Als besonders bezeichnend für diese Vorgänge sind die gewaltig ausgedehnten Einbruchskraterkessel bei Babanki-Tungo, Bambuluae und Mwelle anzu-

sehen. Der Höhenzug, auf dem Bakembat (Balikumbat) gelegen ist, stellt einen beiderseits von tiefen Einbrüchen begrenzten Horst dar.

Ihre nördliche Fortsetzung finden diese Trachytdurchbrüche, in derselben Weise charakteristisch von tiefen Einbrüchen und dadurch entstandenen Steilrändern der Trachythöhenzüge begleitet, im Zuge von Groß-Babanki. Hier finden sich auch am Talrande ganz ähnlich grotesk geformte, steile Nadelhorste, wie am Talrande von Babanki-Tungo (s. Abb. Nr. 18). Weiter setzen sich diese Trachytdurchbrüche in die Landschaften Bamedjang, Bamedjung und Bafut einerseits fort, andererseits in nördlicher Richtung in die Landschaften Bekom und Bafumé, wo sie die durch ältere Faltung, durch die Aufwölbung alter Tiefengesteine und durch zahlreiche Basaltdurchbrüche die an sich schon stark zerklüfteten Oberflächenformen durch Ergüsse und folgende Einbrüche außerordentlich verwirren. Ganz absonderlich sind denn auch die Bergformen und Gruppierungen der Berge in jenen wild zerrissenen und unwegsamen Gebirgsgebieten. Eine durch die Einbrüche und die Verteilung der Tuffmassen in sehr bezeichnender Weise bedingte Terrassenform der Berghänge macht sich hier ganz besonders deutlich bemerkbar (s. Abb. 23). Vielleicht bezeichnet der größere der Ndü-Seen die Stelle des Hauptausbruchskraters. Die Tuffe, die in ganz erheblichen Massen den Haupteruptionen gefolgt zu sein scheinen, füllten vielfach kleinere Senken und Täler an den Berghängen auf und trugen so zur Bildung der heute zu beobachtenden Terrassenformen der Hänge bei, die ihre Anlage vermutlich den erwähnten Einbrüchen verdankten.

Eine andere Zone solcher Trachytdurchbrüche, deren einzelne Glieder keineswegs etwa auf einer einzigen Spalte angeordnet zu sein scheinen, sondern regellos über ein ausgedehntes Störungsgebiet verteilt erscheinen, verläuft über Babungo nach Mwelle (Mwela), Bamuku (mit dem großen Kratersee Mauwes) und zieht sich schließlich mit ganz vereinzelten Durchbrüchen bis tief in das Kentugebiet hinein, während sich eine andere Reihe von Trachytdurchbrüchen über Babessi nach Bansso und

in ihren letzten Spuren sogar bis jenseits des Hochlandssteilrandes bei Banjo hinzieht. Die Anordnung aller dieser Durchbrüche erscheint gleich regellos, wie die der zahlreichen Basaltkuppen des Bali- und Bamum-Berglandes und eine Trennung in solche einzelne Zonen, wie sie oben angedeutet wurden, stützt sich im allgemeinen nur auf die Anordnung der auch zumeist unregelmäßig verlaufenden Einsenkungen.

Diesen Gebieten gegenüber erscheint das zwischen Nun und Mbam gelegene Bamumhügelland viel weniger durch jüngere tektonische Veränderungen beeinflußt. Im Wesentlichen ein wellig gefaltetes Gneisbergland mit zahlreichen durch die Erosion freigelegten Granitkuppen wurde es von zusammenhängenden Basaltdecken überlagert, die hauptsächlich dem Gebirgszuge entstammen dürften, der den westlichen Teil der Landschaft heute erfüllt und sich, etwa von N. nach S. verlaufend, in die Gebirgsstöcke der Mba- od Konkia-Berge, den Batmatschem, den Batpui und den Bapale gliedern läßt. Ihnen scheinen sich im Süden in Ba-Ngangte noch einige weniger hohe, im Einzelnen nicht bekannte Gebirgsglieder anzuschließen. Die von diesen Ausbruchscentren herabgeflossenen Lavendecken sind im Bamumhügellande vielfach schon durch die Erosion zerstört, so daß der unterlagernde Granit, wie in der Nähe Fumbans mehrfach freigelegt ist. Auch hier haben lokal in der Nähe der alten Kratere Einbrüche stattgefunden, so daß die alten Kraterränder nur noch selten erhalten sind. Solche Senkungsgebiete finden sich vielfach in unmittelbarer Nähe der Eruptivmassive, wie z. B. am Ostrande des Batpui, ohne sich jedoch auf sehr weite Entfernungen zu erstrecken. Gleichzeitig sind nahe der Eruptionsherde erhebliche Verschiebungen, Emporquetschungen des altkrystallinen Untergrundes mit eingetreten. Die jüngeren Ergüsse sind auch hier wieder zumeist den Wegen der alten Tiefengesteine gefolgt und sind vielfach gerade in den größten Höhenlagen, am Gipfel alter, durch die Erosion freigelegter Tiefengesteinsstöcke durchgebrochen. Wir finden also heute Gneis und Granit vielfach über dem Niveau der Basalt-Kuppen des heutigen Hügellandes. Die Entstehung dieser Gebirge als jungvulkanische

durch Anhäufung basaltischer und trachytischer Eruptionsprodukte, auf alten Tiefengesteinsstöcken sich aufbauend, erscheint mir fraglos, während Hassert sie als typische Horste und den ganzen übrigen weitaus größten Teil des Bamumhügellandes mit allen den zahlreichen Granitkuppen als ein weites Senkungsfeld auffaßt. So sagt er z. B. (5, Heft 4, S. 196): „Sein (des Kogam) geologischer Bau und seine Oberflächenformen, die mit denen der stehengebliebenen Schollengebiete durchaus übereinstimmen, zeigen deutlich den ehemaligen Zusammenhang an.“ Mir scheint weder der Nun noch der Mbam lediglich tektonischen Linien oder alten Senkungsgebieten zu folgen, sondern zumeist sich in tiefen Erosionstälern eingegraben zu haben. Hierauf weisen z. B. die in den Flußläufen, wo ich sie überschritt (den Nun zwischen Bagam und Bamum, sowie zwischen Babessi und Bangola, den Mbam bei Gă oder Bă und unweit Kuduë) zahlreich das Strombett durchquerenden Gneis- und Granitbarren hin. Wenn hier tektonische Veränderungen vorlägen, so würden diese quer zur Stromrichtung verlaufen, also das Wasser würde nicht großen Bruch- oder Verwerfungsspalten folgen. Diese Barren sind aber überhaupt nur das Produkt der in dem lagenweise verschieden harten Gestein sich verschieden bemerkbar machenden Erosionstätigkeit des Wassers. Am Nun-Übergange bei Galim-Bagam finden wir z. B. beiderseits die Ufer mit Basalt überdeckt, in den der Strom sich bis auf die oberhalb des Überganges vielfach aus dem Wasser ragenden (in der Trockenzeit!) Gneisfelsen durchgenagt hat. Diese, in sich stark gefaltet und gestaucht, was ja bei der Nähe zahlreicher Granitstöcke und der Durchbrüche des Kogam und Batmatschem natürlich erscheint, durchkreuzen nunmehr in verschiedensten Richtungen den Flußlauf. Eine tektonische Störung, die etwa den heutigen Verlauf des Flusses bedingte, konnte ich wenigstens an jenen Stellen nicht feststellen.

Im allgemeinen bieten die heutigen Gebirgsformen jener Hochlandsgebiete ein schwer entwirrbares Durcheinander dar, was z. B. auch Hassert treffend hervorhebt, indem er (5, H. 4, S. 189) sagt: „Im übrigen geht in dem unaufhörlichen und be-

schwerlichem Auf und Nieder die Auffassung der Großformen des Landschaftsbildes fast ganz verloren. Tektonische Wirkungen durch Verwerfungen und die Arbeit der Erosion kombinieren sich hier zu einem kaum entwirrbaren Durcheinander."

Vergebens sucht man hier nach den von Passarge (Adamaua. Berlin. 1895, S. 387 ff.) als die „Hauptrichtungen in Kamerun" bezeichneten Störungslinien. In den von mir bereisten Gebieten habe ich ein Vorherrschen dieser Richtungen, der „Kamerunlinie" und der „Benuëlinie" weder im Verlauf der tektonischen Störungen noch in der Richtung der Gebirgszüge vorherrschend feststellen können. Weder meine Beobachtungen am rechten Sanaga-Ufer, noch die in den Hochlandsgebieten, ergaben Anhaltspunkte für jene Annahmen. Der Verlauf einer großen, sich weit in das Innere des Festlandes hinziehenden Bruchrichtung oder Spalte in der „Kamerunlinie", an die etwa die Hauptausbrüche der jungen Eruptivgesteine (Basalte und Trachyte) gebunden gewesen wären, ließ sich nicht feststellen. Freilich fehlt es besonders in den Hochlandsgebieten nicht an jungeruptiven Ergüssen, die gerade, oder nahezu mit dieser Linie zusammenfallen, und sogar würde die höchste vulkanische Erhebung, der Muti, etwa in die Richtung Kamerun-Manenguba fallen, wenn man aber beispielsweise den zwischen dem 5. und 6. Breitengrade und dem 9. und 11. Längengrade gelegenen Erdoberflächenausschnitt in das Auge faßt, in dem die Hauptmasse der jungeruptiven Durchbrüche sich findet, so liegen diese nicht etwa längs des Durchschnittes der Kamerunlinie angehäuft, sondern scheinbar regellos über die ganze Fläche verteilt. Man müßte demnach für jene Gebiete mit einem völligen Zerbersten jener Richtung in zahlreiche andere untergeordnete Ablenkungen rechnen, ähnlich wie man etwa für eine Gangspalte die Auflösung in Trumms und Trümmchen kennt, die ja auch nicht ausschließt, daß sich jenseits einer solchen Störungszone des Ganges, dieser wieder zusammenschließt und ungestört fortsetzt. Einen Beweis für das Vorhandensein dieser Hauptrichtung aus der Verteilung der Basalt-Trachyt-Durchbrüche im Schutzgebiet wird man jedoch daraus nicht herleiten können. Nach dem scheinbaren

Fehlen jeglicher jungeruptiver Gesteine im ganzen Süden des Schutzgebietes (es ist kein solches Gestein aus Gebieten südlich des Sanaga bisher bekannt geworden) könnte man vielleicht die Beschränkung jener Ergüsse auf eine breite etwa SW.-NO. verlaufende Zone annehmen.

So wie Passarge's Hauptrichtungen Kameruns ein Analogon bilden würden, zu den Hauptrichtungen in Ost-Afrika, der Somali- und der Erythräischen Richtung (SSO.-NNW.), so hat man auch für Kamerun, entsprechend den Ergebnissen der Forschung in Ost-Afrika versucht, den Verlauf eines großen westafrikanischen Grabens aufzufinden. Meine Beobachtungen im bereisten Gebiete haben keine überzeugenden Beweise für das Vorhandensein eines solchen Grabens erbringen können.

Mindestens sind hier die Spuren eines solchen etwa früher vorhandenen einheitlichen Grabens so durch spätere anders gerichtete Dislokationen gestört und verwischt worden, und ihr Verlauf war vielleicht schon von vornherein so gewunden und zerteilt, daß es nicht möglich erscheint, ihn heute noch zu erkennen. Mit Sicherheit feststellen konnte ich einen Bruch im deutschen, d. h. oberen Croßtale, ob er aber mit dem nach der Annahme ganz anders gerichteten westafrikanischen Graben in irgendwelcher Beziehung steht, ist noch sehr zweifelhaft. Daß die Flußtäler des Benuë, des Mbam, Djerem, Nun, Sanaga keineswegs Einbruchstäler oder Grabensenken, sondern zumeist Erosionstäler sind, ebenso wie die des Schari und Logone, betonte ich bereits. Daß in ersteren die Menge der zum Absatz gelangten Alluvien gering ist, hängt lediglich mit der topographischen Gestaltung des Gebietes zusammen.

Hassert hat, wie die erwähnten Berichte ergeben, sich sehr eingehend mit dem Problem des westafrikanischen Grabens befaßt. Er glaubte seinen Beginn in der Bakundusenke erblicken zu können, mußte indessen schon bei Johann-Albrechtshöhe eine Gabelung, dann verschiedene Querbrüche und Ablenkungen und schließlich das völlige Verschwinden an den Hängen der Mbo-Berge feststellen (5, Heft 3).

Es ist hierbei noch zu bedenken, daß schließlich auch das Bruchgebiet von Bandem eine Fortsetzung der Bakundusenke darstellen könnte, oder auch andere Teile des von Esch als „Nkosi-Bruchland" zusammengefaßten Gebietes, von dem unter anderem das Senkungsfeld von Ngushi-Bakumo nur einen Teil bildet, dem Graben entsprechen könnten. Alles in allem scheint es sich mehr um eine fast eisblumenartig gegliederte Verzweigung eines solchen Bruches oder um den gelegentlichen Zusammenschluß zahlreicher einzelner sehr verschieden gerichteter und auch möglicherweise dem Alter nach ganz verschiedener Brüche zu handeln, die auch durchaus nicht immer vom geologischen Standpunkte aus Einsenkungen oder gar Grabensenken zu sein brauchen. Der Nachweis des Vorhandenseins einer bevorzugten Bruchrichtung müßte in diesen heute vorliegenden verworrenen Oberflächenformen sich auf ganz genaue ins einzelne gehende Messungen der Gesteinsrichtungen und das eingehendste Studium des Verlaufes der einzelnen Bruchlinien stützen. Wenn überhaupt, so erscheint mir die Bezeichnung „Schollenland", die Passarge für die altkrystallinen Gebiete des Innern anwandte, auf diese zwischen Hochlandsgebieten und sedimentärem Küstengebiet liegende Zone intensivster tektonischer Störungen zu passen, denn hier scheinen nach den bisher angestellten Forschungen einzelne sehr verschieden gerichtete und umrandete „Schollen", etwa wie die Scherben eines Gefäßes in einer Erdschicht eingebettet, in der Decke des altkrystallinen Gebirges zu liegen. Was oben von der Fortsetzung des „Grabens" im altkrystallinen Gebiete gesagt wurde, gilt in gleicher Weise von der durch Hassert angenommenen scheinbaren Fortsetzung durch das Hochlandsgebiet im „Senkungsfelde" von Bambuluae. Im gesamten Hochlandsgebiete ist, wie ich mehrfach hervorhob, eine Gesetzmäßigkeit weder für die Anordnung der jungeruptiven Durchbrüche, noch der sie begleitenden Abbrüche und Senkungen, von denen das Senkungsgebiet bei Bambuluae eben nur einen ganz kleinen Zweig darstellt, mit einiger Sicherheit nachweisbar. Unverkennbar ist lediglich der Zusammenhang von Eruption und folgender Sen-

kung, aber, wie erstere regellos über ein weites Gebiet verbreitet erscheinen, so ist wohl auch keineswegs die eine Senke die unmittelbare Fortsetzung der anderen, sie stoßen vielmehr häufig aufeinander, vereinigen sich gelegentlich zu ganzen „Senkungsfeldern", um sich bald wieder in Richtung und Verlauf zu trennen. Dem Bambuluae-Senkungsgebiet ganz ähnliche sind zum Beispiel von mir bei Babanki-Tungo, am Trachythöhenzuge bei Groß-Babanki (in beiden Fällen mit den charakteristischen Nadelhorsten) und annähernd in gleicher Richtung bei Bamedjung und Bamedjang in mehreren Verzweigungen beobachtet worden. Andererseits erstrecken sich aber solche Senkungsgebiete auch über Babungo-Mwelle-Oku und Bamessing bis tief nach Bansso hinein, während erstere scheinbar ihre Fortsetzung in die Berge von Bekom finden, um sich dann ziemlich unvermittelt zu verlieren oder durch Gebirgs-Querzüge gänzlich abgeschnitten zu werden. Wir finden also auch hier mindestens Gabelung, Verzweigung und mehrfache Richtungsablenkung des „Grabens".

Danach kann weder die Idee des „Westafrikanischen Grabens" noch diejenige der „Hauptrichtungen in Kamerun" für die von mir bereisten Gebiete als zutreffend oder mindestens nicht als heute noch deutlich erkennbar angesehen werden. Im bereisten Gebiete sind die heutigen Oberflächenformen also nicht das Produkt einzelner durchgreifender und sich weit über das Festland hinziehender Störungen, sondern einer großen Summe nach Zeit des Eintritts und Maß der Wirksamkeit und Richtung recht verschieden gearteter Spannungsauslösungen der Erdrinde.

Wollte man nun auf Grund unserer bisher vorliegenden Kenntnis versuchen, sich ein Bild von der historischen Entwickelung jenes Teiles der Erdoberfläche zu machen, die heute das deutsche Schutzgebiet Kamerun bildet, so würde sich etwa Folgendes ergeben:

Die ältesten Spuren der geologischen Geschichte bleiben auch für dieses Gebiet noch in Dunkel gehüllt und sind durch

die folgenden dynamischen Vorgänge der Faltung und Pressung verwischt, so daß es kaum gelingen wird, mit einiger Sicherheit die Entstehung der, den allersgrößten Teil des Gebietes bedeckenden Glieder der Gneis- und Glimmerschieferformation festzustellen. Zahlreich waren die Aufwölbungen und Auffaltungen, die sich wahrscheinlich teils in der archäischen, teils in der paläozoischen Erdepoche[1]), vornehmlich durch das Empordringen von Graniten, Dioriten, Syeniten und Gabbros bildeten und sie scheinen im Wesentlichen die Grundzüge der heutigen Oberflächengestaltung geliefert zu haben. Ein gewisser Unterschied in dem Alter oder der Art ihrer Entstehung läßt sich zwischen diesen Gesteinen im Süden und im Norden des Schutzgebietes vielleicht erkennen. Während sie dort vielfach von den dynamischen Wandlungen der Oberflächenbedeckung mit betroffen wurden, sind sie hier im allgemeinen ungestört geblieben und nur durch die abtragenden Kräfte von der sie einhüllenden Deckschicht befreit worden. So entstanden jene ausgedehnten Granitbergländer des Inneren, die noch heute, stark erodiert und denudiert, wie ihre Verwitterungsformen beweisen, in Höhen von 1000—2000 m emporragen und wohl schon in sehr früher geologischer Zeit die Gestaltung der heutigen Hochlandsgebiete vorbereiteten. Sie bilden jetzt zumeist die Ränder des Hochlandes, wie z. B. die Granitgebirgsländer von Bameta, Ba-Mundum, Bafum, Kentu und Kambo. Die weiten, heute niederen und flachen Gebiete des Inneren sind neben einzelnen, hoch sich emporwölbenden Falten der altkrystallinen Decke auch vielfach durch alte Tiefengesteine zu erheblicher Höhe emporgewölbt worden. Sie treten uns heute in den aus der flachen Ebene hoch aufragenden Gebirgsmassiven, wie z. B. den Alantika-Schari-Bubandjidda-Gebirgen entgegen. Meist sind sie der sie einhüllenden Deckschicht entkleidet. Zugleich scheinen durch

[1]) Infolge des Fehlens bestimmbarer präkretacischer Sedimente, und der früher erwähnten Feststellung, daß gewisse Kreideablagerungen sich hauptsächlich aus den Bestandteilen dieser Eruptivgesteine zusammensetzen, kann freilich mit absoluter Sicherheit nur auf präkretacisches Alter der meisten Kameruner Granite geschlossen werden.

solche Emporwölbungen in der paläozoischen Zeit aus den zum Teil wohl vom Meere überfluteten Gebieten des Innern sedimentäre Absätze mit emporgehoben worden zu sein, deren Reste uns heute in den Phylliten und Grünschiefern entgegentreten, die verschiedene Forscher von dort erwähnen. Für diese Gebiete hat voraussichtlich auch in sehr frühen Zeiten die Abrasion erheblich umgestaltende Bedeutung gewonnen. Verhältnismäßig unbedeutend scheinen die Eruptionen der Diabase, Quarzporphyre und Melaphyre gewesen zu sein. Die Quarzporphyre sind, soweit bisher bekannt, wohl meist nur in Gängen und sehr vereinzelten Eruptivstöcken innerhalb der älteren Gesteine noch erhalten. Dafür, daß sie in beträchtlicher Ausdehnung etwa früher vorhanden, der Denudation anheimgefallen sind, haben sich bislang Anzeichen nicht ergeben. Erst mit dem Ende der Kreidezeit setzt über eine weit ausgedehnte Zone ausgebreitet, eine gewaltige Eruptionstätigkeit ein, die von erheblichen Dislokationen gefolgt wird. In breitem Streifen sich von der Westküste des Festlandes bis tief in das Innere hineinziehend, bildet sich hier vielleicht eins der ausgedehntesten Basalteruptionsgebiete des Erdballes. An der Küste baut sich das bis zu 4000 m Höhe aus dem Meere emporsteigende Kamerunmassiv auf. In breiter Zone bis tief in die Niederungsgebiete Nord-Adamauas brechen zahlreiche Kratere basaltischen Magmas aus, bedecken sich weite Flächen mit Lavadecken und Basalttuffen und staut sich basaltisches Magma zu gewaltigen massigen Kuppen an. Zumeist folgen ihre Ausbrüche den Wegen der alten Tiefengesteine, breiten sich aber in gleicher Weise über die schon damals in ihren Oberflächenformen verschieden gestalteten Gebieten des Vorlandes, des Hochgebirges und des inneren Flachlandes aus. Die zahlreichsten und ergiebigsten Eruptionen erfolgten jedoch im Hochlandsgebiete. Bis in die allerjüngste Zeit setzten sich diese Ergüsse eruptiven Magmas fort. Besonders wieder im Hochlandsgebiete folgen den basaltischen Ergüssen reichliche, von vielfachen explosionsartigen Eruptionen gefolgte Ausbrüche von Trachytlaven, die das Oberflächenbild jener Gebiete gewaltig wandeln. Mit diesen Eruptionen scheint eine allgemeine

Hebung der gesamten von ihnen betroffenen Gebietsteile verbunden gewesen zu sein, die bewirkte, daß bisher vom Meere bedeckte randliche Teile des Hochgebirgslandes aus den Fluten emportauchten, die vielleicht erst im Beginn der Kreidezeit über die am Rande besonders stark abradierten Festlandsteile sich ergossen hatten. So wurden nunmehr die sedimentären Absätze der Mungo-Cross- und Benuëschichten zu ihrer heutigen Höhenlage emporgehoben. Die jedenfalls vornehmlich in Zusammenhang mit den jungen Eruptionen erfolgten Spannungsauslösungen haben dann mannigfaltige Dislokationen zur Folge gehabt. Namentlich im Gefolge der Trachyteruptionen, also in der Phase der erlöschenden Eruptionstätigkeit (gerade die letzten Ausbrüche sind in jenen Gebieten, im Gegensatz zu der wohl sonst meist beobachteten Folge, solche trachytischen Magmas) treten dann die mehrfach erwähnten Einbrüche auf, die nun allenthalben im Hochgebirge die eigenartigen terrassenartig geformten Berghänge bilden und überhaupt die alten, vorzüglich durch die Erosion geschaffenen Oberflächenformen in ein chaotisches Durcheinander verwirren. Während dieser ganzen Phase eruptiver Tätigkeit fortwirkend, füllen sich die noch in ständiger allmählicher Hebung begriffenen teils noch unter dem Meeresspiegel gelegenen Ränder des Festlandes mit den Produkten der Denudation und der von den Kraterexplosionen herrührenden Tuffmassen und so bildet sich vornehmlich der breite Gürtel tertiärer und recenter Schwemmlandsschichten z. B. in der Bucht von Biafra und im Croßbecken. Mit der Einebnung und Ausgleichung der ursprünglich schrofferen Oberflächenformen durch die Denudation, vermehrt sich in den flacheren Gebieten die Bildung eluvialer und alluvialer Gesteinszersetzungsprodukte, die uns heute als Laterite oder in den großen Flußtälern des Inneren, des Schari, Logone, Benuë, Sanga und Ngoko als jungalluviale Absätze entgegentreten.

---

## VIII. Teil.

# Laterit.

---

### Literatur.


1. **Francis Buchanan**, A Journey from Madras through the Countries of Mysore, Canara, and Malabar. London 1907. S. 436, 440, 441.
2. **J. B. Logan**, The Quarterly Journal of the Geological Society of London. Vol. VII. 1851. (Notices of the Geology of the Straits of Singapore.)
3. **H. B. Medlicott** and **W. T. Blanford**, A. Manual of the Geology of India, 2. ed. von R. D. Oldham. Calcutta 1893. (Literaturangaben zahlreicher früherer Einzelbeschreibungen s. S. 369—390 Ch. XV. Laterite.)

**Memoirs of the Geological Survey of India**. Calcutta 1856 bis Gegenwart, insbesondere:

4. » I (1856), S. 3, Notice derived form a Report of Stirling by **Thom. Oldham** in: Preliminary Notice on the Coal and Iron of Talcheer in the Tributary Mehals of Cuttack.
5. » I (1856), S. 69—72, **W. T** and **H. F. Blanford** and **Wm. Theobald jun.** in: On the Geological Structure and Relations of the Talcheer Coal Field, in the District of Cuttack.
6. » I (1859), S. 265—274, Notices derived from the Reports of W. T. Blanford, Harry Child, Jos. C. Medlicott, W. L. Wilson by **Oldham** in: On the Geological Structure and Physical features of the Districts of Bancoorah, Midnapore and Orissa-Bengal.
7. » I (1859), S. 280—294, **W. T. Blanford** in: Note an the Laterite of Orissa.
8. » II (1860), S. 78—88, 90, **Henry B. Medlicott** in: On the Vindhyan rocks and their associates in Bundelcund.
9. » III (1861), S. 139, **W. T. Blanford** in: On the Geological Structure and Relations of the Raniganj Coal Field, Bengal.
10. » IV (1864), S. 168, **H. F. Blanford** in: On the Cretaceous and other rocks of the South Arcot, and Trichinopoly Districts, Madras.

11. dsgl. IV (1864), S. 257, 260, 267, **Wiliam King jun.** and **Rob. Bruce Foote** in: On the Geological Structure of portions of the districts of Trichinopoly, Salem and South Arcot, Madras.
12. » IV (1864), S. 372—373, wie vorher, Economic Geology.
13. » VI (1864), S. 367—372, **W. T. Blanford** in: On the Geology of the Taptee and Nervudda valeys and some adjoining districts.
14. » IX (1871), S. 68—70, **A. B. Wynne**, Memoir on the Geology of Kutch.
15. » X (1873), S. 27—41, 43—54, **R. Bruce Foote**, On the Geology of parts of the Madras and North Arcot Districts.
16. » XII (1876), S. 200—221, **R. B. Foote**, The Deccan Traps iron-clay (Laterite) Formation.
17. » XIII (1877), S. 222—223, **V. Ball**, Geology of the Rajmehal Hills.
18. » XVI (1880), S. 175—180, **William King**, The Gneis and Transition Rocks and other Formations of the Nellore Portion of the Carnatic.
19. » XVIII (1881), S. 122—124, **C. L. Griesebach**, Geology of the Report an the Section between the Bolan Pass in Biluchistan and Grishk in Southern Afghanistan.
20. » XX (1884), S. 45—55. **R. Bruce Foote**, On the Geology of the Madura and Tinnevelly Districts.
21 » XXIV (1890), S. 217—233. **Philip Lake**, The Geology of South Malabar, dgl. S. 239—246.
(Appendix enthält eine Zusammenstellung aller früheren Theorien und umfangreiche Literaturzusammenstellung.)

**Records of the Geological Survey of India.** I (1868), XXX (1897).

22. » I, S. 64. **W. Blanford**, Laterite of Kiui near Yeot mahal.
23. » I, S. 72. **H. B. Medlicott**, Laterite of the hills south of Goonah.
24. » III, S. 12—13. **R. Bruce Foote** in: Geology of neighbourhood of Madras.
24. » III, S. 41, **Hacket** Country near Gwalior. Raipoor hill in: On the Kymore Sandstone.
26. » IV, S. 47. **C. J. Wilkinson** in: Sketch of Geological Strukture of the Southern Konkan. Laterite in South Konkan.
27. » V, S. 27. **W. T. Blanford**, Laterite South east of Ellore in: Sandstone of the Godavary valley.
28. » V, S. 59. **W. T. Blanford**, Laterite of Orissa in: Geology of Orissa.
29. » V, S. 97—98. **W. T. Blanford**, Laterite of Deccan in: Geology of Bombay Presidency.
30. » V, S. 99. **W. T. Blanford**, Laterite of the Konkan.
31. » VII, S. 119—120. **V. Ball**, Laterite as a building stone: in Building and ornamental Stones of India.
32. » VIII, S. 118. **V. Ball**, Laterite in: Raigarh and Hinger Coal field.
33. » X, S. 99—100. **Mallet**, Laterite (Manganiferous ore).
34. » X, S. 169—171. **V. Ball**, Laterite in: Mahanadi basin and in vicinity.

35. dsgl. XII, S. 111. **Wynne**, Laterite in: A. Geological reconnoissance from the Indus. Hill of Bakkarkauch.

36. » XII, S. 151—157. **R. Bruce Foote**, Geological features of the Madura district.

37. » XII, S. 203—205. **R. Bruce Foote**, The Lateritic Formation in: Geology of North Arcot District.

38. » XIV, S. 139—148. **F. R. Mallet** in: On the ferruginous beds associated with the Basaltic Rocks of North Eastern Ulster in relation to Indian laterite.

39. » XV, S. 90—93. **W. King**, General Geology of the Travancore State.

40. » XV, S. 96—102. **W. King**, Warkilli and Quilon Beds in Travancore.

41. » XV. S. 103—113. **F. R. Mallet**, Iron Ores etc. in North Eastern part of Jabalpur (Lateritic ores).

42. » XVI, S. 116—118. **F. R. Mallet**, On Laterite and other Manganese ore occuring at Gosulpur, Jabalpur District.

43. » XVIII, S. 199. **W. King**, Progress of Geological work. Chattisgarh Division. Laterite of the Deccan Trap-Series.

44. » XIX, S. 106, 107. **R. B. Foote**, Geology of parts of Bellary and Anantapur Districts.

45. » XIX, S. 160. **Oldham**, Note on the Geology of Northern Jesalmer.

46. » XXII, S. 220—226. **Bose**, Manganiferous Iron- and Manganese Ores.

47. » XXIII, S. 111, 112. **Joh. Walther**, Jena, transl. by. Bruce Foote. Report of a journey through India in the winter of 1888—89, vergl. auch Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin Nr. 7, 1889.

48. » XXIV. **Joh. Walther**, Jena, On veins of Graphite in decomposed Gneis (Laterite) in Ceylon; vergl. a. Z. d. D. Geolog. Ges. Jahrg. 1889.

49. **Rob. Hartmann**, Skizze der Landschaft Señnar. Zeitschrift für allgemeine Erdkunde N. F. 14, 1863. Berlin.

50. **O. Lenz**, Chemische Analyse eines Laterit-Eisensteins aus Westafrika. Verhandlungen der K. K. Geologischen Reichsanstalt in Wien 1878. S. 351.

51. **Buchner**, Über den Naturcharakter des südwestafrikanischen Hochplateaus zwischen 7° und 10° südlicher Breite. Das Ausland. 1883. S. 847.

52. **Doelter**, Cornelio, Über die Capverden nach dem Rio Grande und Futah Djallon. Leipzig 1884. S. 220—225.

53. **Pechuel-Loesche**, Westafrikanische Laterite. Das Ausland. 57. Jahrg. 1884. S. 401—406 und 423—428.

54. **Th. Posewitz**, Das Lateritvorkommen in Bangka. Petermanns geographische Mitteilungen, Gotha, Justus Perthes. 33. Bd. 1887. S. 20—25.

55. **A. Schenck**, Über den Laterit und seine Entstehung. Ztschr. d. D. Geol. Ges. 1890. S. 610—611.

56. **S. Passarge**, »Über Laterite und Roterden in Afrika und Indien«
a) Report of the 6. international geographical congress held in London. London 1896.
b) Adamaua. Berlin 1895.

57. **M. Bauer**, Beiträge zur Geologie der Seyschellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Jahrg. 1898, vol. II. Stuttgart 1898. S. 163—219.

58. **M. Bauer**, Über die Natur des Laterits, Petermanns Mitteilungen 1898.

59. **J. Walther**, Einleitung in die Geologie, 1894, Bd. III. S. 803—811.

60. **v. Richthofen**, a) Führer für Forschungsreisende. Neudr. der Aufl. von 1886. Hannover 1901. S. 455.
b) China, 3. Bd. Berlin 1882, auch Mitt. aus den deutschen Schutzgebieten, 1894. VII. S. 33.

61. **H. Credner**, Elemente der Geologie. 9. Aufl. Leipzig 1902. S. 104, 274.

62. **A. Supan**, Grundzüge der Physikalischen Erdkunde. 3. Auflage Leipzig 1903. S. 434, 528, 531.

63. **T. H. Holland**, On the Constitution, Origin an Dehydration of Laterite. The Geological Magazine. New Series. Dec. IV. Vol. X. Jan.—Dez. 1903. S. 59—69.

64. **M. Bauer**, Beitrag zur Kenntnis des Laterits, insbesondere dessen von Madagaskar. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Festband zur Feier des 100jährigen Bestehens. Stuttgart 1907. S. 33—90.

65. **W. Koert**, Geologisch-agronomische Untersuchung der Umgegend von Amani in Ostusambara. Sonderabdruck aus den Berichten über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika, herausgegeben vom Kaiserl. Gouvernement von Deutsch-Ostafrika (Biologisch-Landwirtschaftliches Institut in Amani). Band II, Heft 3, 1904. (Als Sonderabdruck nicht im Buchhandel erschienen.)

66. **Joh. Walther**, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Berlin 1900. S. 159, 160.

67. **E. Kaiser**, Über Bauxit- und lateritartige Zersetzungsprodukte. Monatsber. d. D. geol. Ges. 1904. Heft 3, S. 17—26.

68. **H. Warth** und **F. J. Warth**, The Composition of Indian Laterite. The Geological Magazine. New Series. Decade. IV. Vol. X. London 1903.

69. **A. Liebrich**, Bauxit. 28. Bericht der oberhess. Ges. für Natur- und Heilkunde. S. 57—98. Gießen, April 1892.

70. **Köbrich**, Magnetische Erscheinungen an Gesteinen des Vogelsberges, insbesondere Bauxiten. Zeitschrift für prakt. Geol. 13. 1905. S. 23.

71. **Davilla**, Tonindustrie-Zeitung. 1897. S. 132. Bauxit. Zeitschriftenschau: (aus Teknisk Tidskrift).

72. **F. Wohltmann**, Der Plantagenbau in Kamerun nnd seine Zukunft. Berlin 1896.

73. **F. Wohltmann**, Ein Beitrag über Laterit- und Roterde. Journ. für Landwirtschaft. 1894. S. 385—389.

74. **F. Wohltmann**, Über den Kulturwert der tropischen Lateritböden. Journ. für Landwirtschaft. 1891. S. 148—159.

75. **F. Wohltmann**, Handbuch der tropischen Agrikultur. Leipzig 1892. Bd. I. S. 121—256.

76. **I. Chautard** et **P. Lemoine**, Sur la genèse de certains minerais d'alumine et de fer. Dicomposition latéritique. Compt. rend. 146. 1908. P. 239.

---

Zuerst ist dem Gesteinstypus des Laterites hauptsächlich von den Engländern in Indien ein großes Interesse entgegengebracht worden, da er dort ein wesentliches Glied im geologischen Aufbau jener Tropengebiete bildet. Später haben auch Forscher anderer Länder sich wiederholt an dem Studium dieser Gesteine, besonders auch außerindischer Vorkommen, beteiligt, wie später noch eingehender erörtert werden soll.

Meine Reisen in Kamerun boten mir nun vielfach Gelegenheit, selbst über Laterit und Lateritbildung Beobachtungen anzustellen, da dieses Gesteinszersetzungsprodukt auch dort wesentlich an der Gestaltung der heutigen Oberflächenformen teilnimmt. Auch in den anderen deutschen afrikanischen Kolonieen spielen Lateritbildungen im geologischen Bilde eine große Rolle und gewinnen gerade dadurch heute ein um so größeres Interesse auch für uns Deutsche. Andererseits mangelt es heute noch an einer zusammenhängenden und umfassenden Darstellung der Forschungsergebnisse über diese Gesteinstypen und der für ihre Bildungsweise gültigen Anschauungen. Es mag deshalb im Folgenden eine solche an der Hand aller bisherigen Forschungsergebnisse und der eigenen Beobachtungen zu geben versucht werden[1]).

[1]) Das Verzeichnis der hier benutzten Literatur ist mit fortlaufenden Nummern versehen, auf die im Text Bezug genommen wird, soweit sie im Original eingesehen werden konnte. Wo die Originalliteratur nicht beschafft werden konnte, oder die Literaturangabe lediglich nach anderen Autoren zitiert wurde, ist diese jedesmal im Text vollständig beigefügt.

Das Wort „Laterit“ wurde im Jahre 1807 von Francis Buchanan (**1**, S. 436) für gewisse Gesteinstypen von Südindien (Central parts of Malabar) geprägt. Dort werden nach B. diese Gesteine fast ausschließlich als Bausteine benutzt. Sie sind in feuchtem Zustande weich, so daß sie mit Eisenwerkzeugen leicht geschnitten werden können. An der Luft werden sie alsdann so hart wie unsere gebrannten Lehmziegel und liefern daher vorzügliche Bausteine. In mehreren der Eingeborenendialekte jener Gegenden wurden sie aus diesem Grunde, wie B. sagt, als „die Bausteine“ bezeichnet, daher wählte er auch den Namen Laterit für das Gestein, dem sie entstammen. Er sagt wörtlich (**1**, S. 441): „The most proper English name would be Laterite from Lateritis, the appelation that may have given to it in science.“

B. glaubte übrigens darin die „Argilla lapida“ des Wallerius wieder erkennen zu können[1]). Er nannte das Gestein auch an anderer Stelle (**1**, S. 436) „Indurated clay“, aus dem er gewisse Eisenerze (also Bestandteile oder Einlagerungen des Laterites) beschrieb, die in Lagen, Adern und vereinzelten Blöcken jenen durchsetzen. Die Anschauung, die mehrfach in der späteren Literatur auftaucht, daß der Name von „later“, der Ziegelstein, der ziegelroten Farbe wegen[2]), ursprünglich abgeleitet sei, ist

---

[1]) Ich habe in der Übersetzung des Wallerius (physisch-chemische Betrachtungen über den Ursprung der Welt, besonders der Erdwelt mit ihrer Veränderung, zusammengetragen von Johann Gottschalk Wallerius, aus dem Lateinischen übersetzt und mit Anmerkungen versehen von D. Christian Friedrich Keller, Erfurt 1782) nichts finden können, was diese Vermutung bestätigen könnte.

[2]) So sagt z. B. Walther (**59**, S. 803): »Während in den bisher beschriebenen (nicht tropischen) Faciesbezirken als Verwitterungsprodukt eisenhaltiger Gesteine ein gelb oder braun gefärbter Lehm entsteht, bildet sich in den Tropen eine rotgefärbte Masse, die man wegen ihrer ziegelroten Farbe und weil sie gelegentlich auch zur Backsteinfabrikation benutzt wird, als Laterit bezeichnet hat«.

Und von Richthofen (**60**, S. 456): »Der Reisende bemerkt ihn (den Laterit) zuerst an der ziegelroten Farbe der Landstraßen und des alles durchdringenden Staubes. Er erhielt von dieser Eigenschaft durch Buchanan seinen Namen (nach later, der Ziegelstein)«.

jedenfalls als irrig[1]) zu bezeichnen. B. erwähnte die rote Farbe auch in ganz anderem Zusammenhange. Er sagt (**1**, S. 440) wörtlich: „It (what he has called indurated clay) contains a very large quantity of iron in the form of red and yellow ochres.“ Ganz richtig sagt z. B. Blanford (**6**, 284): „The name (brick-stone) was given on account of the employment of the rock in building . . .“ Brickstone bedeutet eben im Deutschen neben Ziegelstein, Backstein, auch Baustein überhaupt.

Die Verwendung des Laterites als Baustein in Madras gab also die ursprüngliche Veranlassung zu seiner Benennung, nicht, wie später angenommen wurde, die ziegelrote Farbe, die allerdings für viele eisenreiche Vorkommen charakteristisch ist. Irrig ist ebenso die Auffassung, daß der Name Laterit gewählt wurde, weil, wie Walther (**59**, S. 803) sagt, die so bezeichnete rotgefärbte Masse „gelegentlich auch zur Backsteinfabrikation benutzt wird“. Nicht Backsteine (also gebrannte — oder gebackene — Steine), unsere roten Lehmziegel, sondern durch Trocknen gewonnene Bausteine stellte man in Indien daraus her.

Auch in anderen Gebieten werden übrigens die gleichen Gesteine zu Bauzwecken vielfach verwandt, so berichtet Posewitz (**54**, S. 24) von Bangka: „Der zellige Lateritblock wird als Baustein verwendet.“ Dagegen ist nirgends über ihre Verwendung zur Ziegel- oder Backsteinfabrikation die Rede. Posewitz sagt z. B. (l. c.) über ihre technische Verwendung nur: „Einige Tonsorten sind zur Ziegelfabrikation und Töpferei geeignet“ und „der eisenhaltige rein plastische Ton, als gelbe und rote Bangka-Erde bekannt, wird in Indien vielfach zum Anstreichen der Häuser benutzt“. Daß sie aber von den Eingeborenen Bangkas zur Ziegelfabrikation benutzt wurden, sagt P. nicht. In Kamerun dient ebenfalls der zellige Laterit vielfach

---

[1]) Dies hat bereits S. Passarge (**56**, 672) hervorgehoben (wie mir erst nachträglich bekannt wird). Er sagt wörtlich: »Die rote Farbe hat mit der Benennung nichts zu tun, denn erstens wird das Gestein an der Luft braunschwarz und zweitens teilt der Laterit die rote Farbe mif den lockeren »red soils«.

als Baustein seiner Eigenschaft des Erhärtens wegen. Dies muß ausdrücklich gegenüber S. Passarge hervorgehoben werden, der (56, 672) wörtlich sagt: „Nirgends in ganz Afrika wird der rote Boden in der Weise wie in Indien als Baustein verwandt, sondern stets nur als Lehm beim Bau der Lehmwände.“

Ich habe auf meinen Reisen vielfach gerade dieselben zelligen Oberflächenlaterite, die in der englischen Literatur so oft beschrieben sind (sie bleiben, so lange sie im Lehmboden und feucht sind, weich), zu Bauzwecken verwendet gesehen. Ganze Häuser habe ich nie daraus errichtet gesehen, aber vielfach bildeten solche Lateritblöcke das Material für den Unterbau der Negerhütten, da sie ausgetrocknet, besonders widerstandsfähig gegen Regen sich erweisen. Ebenso fand ich gerade im Hochlandsgebiete diesen Laterit vielfach zur Herstellung von Schutzmauern (Ortsbefestigungen) verwandt. Ähnliches beobachtete ich übrigens im französischen Sénégal, in der Guinée française und in Süd-Nigerien, in der Umgegend von Lagos. Diese Verwendung gewisser Laterite scheint demnach auch in Afrika allgemein bekannt und verbreitet zu sein. Der Name Laterit wurde aber jedenfalls überhaupt zuerst auf Gesteinszersetzungsprodukte angewandt, die jene Eigentümlichkeit des Erhärtens an der Luft besaßen oder wenigstens solche eisenreiche leicht an der Luft erhärtende Einlagerungen enthielten. Dieser Umfang des ursprünglichen Begriffes Laterit verschob sich indessen in der Folgezeit.

Mit der weiteren Erforschung Indiens wurden ähnliche Gesteine, aus anderen Gebieten stammend, unter demselben Namen „Laterit“ vielfach beschrieben. Hierbei stellte es sich indessen heraus, daß sehr erhebliche Unterschiede zwischen diesen einzelnen Vorkommen festzustellen waren. Besondere Schwierigkeiten ergaben sich aus der Beobachtung der Verschiedenartigkeit der Entstehungsbedingungen einerseits und dem Bestreben, nur ein bestimmt gekennzeichnetes Gestein mit dem Namen Laterit zu belegen, andererseits.

Bezüglich der Bildung des Laterites hatte Buchanan an den so bezeichneten Gesteinen von Rajmehal Hills festgestellt:

„They must be considered as a kind of breccia as they contain ferruginous nodules in an argillaceous cement“, während Colbe[1]) (Madras Journ. Lit. and S. IV. 100) zuerst darauf hinwies, daß Gerölle von krystallinen Schiefern darin vorkommen und es daher ein durch mechanischen Absatz entstandenes Gestein sein müßte. Demgegenüber betonten andere Forscher, daß die von ihnen beobachteten Laterite entschieden „in situ“ entstanden sein müßten. So stellte Voysey (Journ. of the Ass. Soc. Beng. II. 298—392 XIII. 853, XIX. 190—269) einen allmählichen Übergang aus Basalt in Laterit fest und glaubte, daß es sich um Absätze aus Schlammergüssen („muddy eruption“) handele, die mit den Basaltergüssen gleichzeitig erfolgt wären oder mit ihrer Eruption in Zusammenhang ständen. Ebenso stellte Clark (Madr. Journal VIII, 334) eine unzweifelhafte in situ-Bildung der von ihm beobachteten Laterite aus Gneis fest. Um solche aus verschiedenen Gesteinen in situ gebildeten Produkte von den zuerst als Laterit benannten nicht in situ gebildeten Vorkommen zu unterscheiden, gab er ihnen einen neuen Namen, nämlich „Lithomarge“ und unterschied.

1. Lithomargic-Laterite,
2. Quartzy-Laterite,
3. Detrial-Laterite.

Er glaubte nun, daß auch die ursprünglichen, als Laterit bezeichneten Vorkommen zum größten Teil ebenfalls in situ gebildet und nur reicher an Quarz seien, weil sie aus quarzreicheren Gesteinen entstanden waren.

Gleichzeitig hatte Voysey für die aus Basalt entstandenen, tonigeren Vorkommen den besonderen Namen „iron clay“ angewandt.

Demgegenüber trat wieder Capt. Newbold (Jour. Roy. As. Soc. VIII 237. IX. XII.) für die Bildung der Laterite im Wasser auf mechanischem Wege ein und bekämpft die Theorie Voy-

[1]) Für den Beginn dieses historischen Überblickes stützte ich mich im wesentlichen auf die Ausführungen Lakes (**21** Appendix) ohne in jedem Falle die Originalliteratur nachzuprüfen.

sey's. Er nahm also sekundäre und nicht primäre Bildung an. Logan (2) beschreibt von Singapore alle typischen Arten von Laterit, sowohl primärer, wie sekundärer Entstehung aus Sedimentär-, Eruptivgestein und Alluvien entstandene Krusteneisensteine, und zellige Formen, die er als „tubular and cavernous" bezeichnet. Bezüglich der Herkunft des Fe äußert er die eigenartige Ansicht (337), es sei durch Lösungen oder mit Dämpfen durch Eruptionen zugeführt worden, er sagt:

„The iron was not injected in a fluid state into the strata as lava is into fissures, but was either imbibed, or, as is most probable conducted by vapours, gases, or electric currents. The ferruginous and quartzos ferruginous rocks, including laterite, wherever minutely examined prove to be the original rock of the situs metamorphosed and not a foreign rock injected from beneath."

Für die äußerlich mit Eisenoxydrinde bedeckten Gesteine, deren Natur deshalb schwer zu erkennen, wählte er den Namen „iron masked" und schlug vor, alle diese mit Eisenausscheidung imprägnierten Gesteine (die aus Sandstein, Konglomerat, Tonen, Schiefern usw. in gleicher Weise entstehen können), als „the iron-masked rocks of the Indo-Australien regions" zu bezeichnen. Zu diesen rechnete er dann auch alle auf eruptivem Wege mit Fe-Lösungen imprägnierten Gesteine als „plutonically ferruginated rocks" und unterschied von diesen wieder die durch eruptive Gesteine metamorphosierten eisenreichen Gesteine als „proper plutonically iron masked rocks".

Die im Trapp-Gebiete tätigen Forscher, besonders Aytoun (Edin. New. Phil. Journ. ser. 2 IV, 67), stellen dann die in situ-Entstehung der Laterite ihres Gebietes und demnach das Vorhandensein zweier auf verschiedene Weise gebildeten Arten von Laterit fest. H. T. Blanford beschäftigte sich wiederholt mit der Frage der Entstehung und der Einteilung des Laterites (5, 6, 7). Er kam zu dem Schlusse:

1. Der Laterit entsteht durch Oberflächenzersetzung oder -Veränderung.

2. Die Quelle für das im Laterit enthaltene Eisen liegt außerhalb desselben.

Ferner meinte er, es müßten zwei Arten von Laterit unterschieden werden, von denen er sagte:

1. „That the overlying form contains pebbles and boulders evidently transported from some distance, and is consequently the result of deposition from water.
2. That the underlying form is clearly and unmistakebly the result of the alteration in situ of the rock in which it rests."

Also auch er unterschied eigentlich schon primäre und sekundäre Laterite, schlug aber für die erste Form den Namen: „proper Laterite", für die zweite: „Lithomarge" vor. Über die Herkunft des Eisens, das nach der Ansicht der meisten früheren Forscher aus der Zersetzung des unterlagernden Gesteins herrührte (s. u. a. Benj. Babington Geolog. Transact. 1. ser. V. 328, der auf die Entstehung des $Fe_2O_3$ aus Hornblenden hinwies), glaubte er feststellen zu können, daß es aus dem Magneteisen der Ursprungsgesteine stamme, das anfangs zusammengeschwemmt, erst Konkretionen bilde und von diesen aus in die Tiefe gelange. Er beobachtete eine allmähliche Abnahme des Eisengehaltes nach der Tiefe bis zum Grundwasserspiegel und darauf wieder allmähliche Zunahme und belegte dies durch eine Reihe von Analysen (7, S. 291). Blanford schloß daraus daß das Fe der Lithomarge aus dem darüberlagernden Laterit stamme.

Bezüglich der großen in Ton eingebetteten löcherigen Lateritblöcke, die er, wie viele andere vor ihm beobachtete, glaubte er, sie für marine Strandbildungen halten zu sollen. Später kommt er sogar nach weiteren Forschungen in Bengalen zu der Ansicht, (9), daß alle als „detrital form" bezw. Bildungen marinen Ursprungs anzusehen seien. Neben Blanford betonten besonders Stirling (4) und Medlicott (8) die Breccien und Konglomerat-Natur gewisser Lateritvorkommen und stellten seinen Detritus-Charakter fest. Welche Verwirrung nun allmählich in Bezug

auf die Auffassung des Begriffes Laterit Platz gegriffen, zeigen die Worte Medlicott's (8, S. 79).

> „Those who know that in Indian Geology, laterite is one of the many personifications of „confusion" will charitably suppose that J am indentifying totaly district things."

So rechnete z. B. Lyell noch 1865 in seinen „Elements of Geology" den Laterit unter die „igneous rocks" und bezeichnete ihn als „a red jaspery bricklike rock composed of silicate of aluminia and oxide of iron or sometimes consisting of clay, coloured red, with ochre" (vergl. **73**, S. 150).

Robert Bruce Foote (**15**; **16**) schloß dann aus seinen Beobachtungen in Süd-Madras, daß die dortigen Laterite überhaupt nicht in situ entstanden sein könnten, da die unterlagernden Gesteine viel zu arm an Fe-haltigen Mineralien waren und sie außerdem dort deutliche Geröllestücke führten, sie müßten also aus anderem Laterit durch Umlagerung entstanden sein. Eine Reihe von Forschern (**12**, **13**, **14**, **15**,) stellte weiter an verschiedenen Fundpunkten stets wieder das Auftreten deutlicher Konglomeratbildung und jener vielfach vorher erwähnten eigenartig löcherigen Modifikationen fest, ohne der Erklärung ihrer Entstehung näher zu kommen. Foote (**15**) beschränkt schließlich den Namen Laterit, um der Konfusion zu entgehen, er sagt:

> „to avoid such confusion the term „laterite" is in this report, applied only to a truly sedimentary rock of (in all probability) marine origin"

und schlägt (**16**) vor, nur auf die von Blanford zuerst als Laterit bezeichneten Typen, und zwar nur für die offenbar sedimentären Ursprungs, den Namen Laterit anzuwenden. Da die ähnlich aussehenden, bisher ebenso bezeichneten Tonerde-Eisenoxydgesteine des Deccan-Trapps aber ganz anderer Entstehung seien, wollte er diese nach dem Vorgange Voysey's wieder „iron clay" nennen, mußte aber auch für diesen „iron clay" dann wieder zweierlei Arten, eine lediglich durch Verwitterung entstandene und eine aus der ersteren durch Zusammenschwem-

men entstandene Art, deren Ursprungsmaterial nicht mehr zu erkennen war, annehmen. Er sagt hierüber unter anderem (**16**, S. 219): „The iron clay is not unfrequently a breccia in structure, owing to the presence of numerous small angular fragments of white veinquartz which are frequently seen in similar iron clays far away from the gneiss rocks, and about the wholly trappean origin of which there can be no doubt."

Hinsichtlich der Herkunft des Fe sagte er, die Umwandlung des Gesteins in Laterit sei verursacht durch: „a process of concretional solidification from the infiltration of surface waters holding iron in solution".

Ball (**17**) stellte dann nochmals ausdrücklich fest, daß zwei verschiedene Arten von Laterit als Überlagerungen des Basaltes sowohl wie auch anderer sehr weit von diesem entfernter Gesteine vorkomme, daß also diese zwei Typen nicht auf die Trappregion beschränkt seien.

W. King (**18**) berichtet von auf Sandsteinschichten auftretendem Laterit, in die letzterer allmählich übergehe, diese würden noch von Oberflächen-Breccien und Konglomeraten jüngerer Bildung überlagert.

Aus der Lagerungsform der verschiedenen Lateritarten glaubte man schließlich eine Unterscheidung in: „High level Laterite" und „low Level Laterite" vornehmen zu können, von denen der „High level" so benannt, weil er meist sich auf ebenen Hochflächen vorfand (namentlich in der Trappregion), mehr oder weniger ident mit dem „in situ" gebildeten oder, wie man ihn vielfach auch jetzt nannte, mit dem primären Laterit sein sollte. Dagegen sollte der „Low level" der Laterit der Täler und Abhänge, im Wesentlichen Detritus-Laterit, dem sekundären Laterit entsprechen. Man mußte sich indessen bald überzeugen, daß typischer „High level" gelegentlich in tiefer gelegenen Regionen auf Ebenen unter dem „Low level" vorkam und schließlich „Low Level" auch in größeren Höhenlagen sich fand, so daß auch diese Unterscheidungen nicht durchgreifend sein konnten.

Sehr eingehend beschäftigte sich dann auch Ph. Lake (21) mit der Festlegung des Begriffes Laterit. Er trennte zwei Arten:

1. vesicular Laterite,
2. pellety varieties,

dabei sollte 2 durch geringeren Gehalt an eisenreichem Bindemittel von dem an der Ostküste Indiens häufigen „pisolitic laterite“ zu unterscheiden sein.

Beide Arten sollten die röhrenförmigen Varietäten aufweisen, 2 sollte aus Trümmern von 1 entstehen und häufig konglomeratischen Charakter aufweisen. Die tiefer liegenden wären durch Abwaschung und Zusammenschwemmung der höher liegenden entstanden. Häufig kämen dann Zwischenbildungen beider Arten vor. Er schlug dann eine weitere Einteilung nach den physikalischen Verhältnissen des Landes vor und unterschied danach Laterite in:

1. The coastal region,
2. The undulating region,
3. The gorge region,
4. The plain of the foot of the Ghats,

und nach der Lagerung und dem Alter:

1. Plateau L.,
2. Terrace L.,
3. Valley L.,

dabei sollte 1 auf einer Ebene durch marine Denudation gebildet worden sein, 2 und 3 in Flußtälern aus 1. Da aber auch unter 2 in situ zersetzter Gneis vorkam und auch Lateritarten vorhanden waren, die sich in keiner der 3 Gruppen unterbringen ließen, so mußte L. selbst die Unzulänglichkeit der Einteilung zugeben, besonders sah er eine Schwierigkeit im Vorkommen des Detritus-Laterits im Gebiete des Plateau-Laterits.

Um möglichst allen Schwierigkeiten Rechnung zu tragen, wollte er unter Verwendung seiner obigen Trennungsweise einteilen:

| Group. | Nature of the L. | Origin |
|---|---|---|
| Plateau L. | vesicular | Nondetrital |
| Terrace | Pellety | Detrital |
| Valley | partly vesicular<br>» pellety | Partly no detrital<br>» detrital. |

In einem Appendix (**21**, 239—246) gibt Lake dann eine Zusammenstellung aller bis dahin vorliegenden Forschungen und der damit im Zusammenhang aufgestellten Theorien über die Lateritbildung (nebst zahlreichen Angaben von Literaturstellen). Er kommt darin (S. 245) zu der Ansicht, daß die so weit von einander abweichenden Anschauungen über das, was die einzelnen Forscher Laterit nennen und darüber, wie sie seine Bildung auffassen, im Wesentlichen von dem Beobachtungsgebiete abhängig ist, daß also in diesen verschiedenen Gebieten die äußere Erscheinungsform dessen, was man Laterit nenne, ganz verschieden sei.

Eine erneute Zusammenfassung aller vorgängigen Beobachtungen rührt dann von Medlicott und Blanford her (**3**, S. 369 bis 390) ebenfalls unter Angabe zahlreicher Literaturstellen[1]). Sie selbst sagen in Bezug auf den Laterit: „It is almost invariably a surface formation and according to some observers, nothing but a form of soil, but it becomes an important formation from the very large area in India, which it superficially covers.“

Im übrigen gaben sie dort eine zusammenfassende Schilderung aller der Gesteine, die bisher als Laterit bezeichnet wurden, der Konglomerate, Konkretionen, „small pisolitic nodules“, eisenreichen Tone, die sie „normal form“ nennen, röhriglöcherigen, kavernösen schlacken- und lavaähnlichen Vorkommen. Letztere nennen sie „traversed by small irregular tortuous tubes“. Sie stellten fest, daß niemals Laterit die ursprüngliche Form eines Eruptivgesteins sei, wenn er auch sehr häufig mit solchen verbunden vorkomme. Er ist nach ihren Aus-

[1]) In der mir vorliegenden 2. Auflage von R. D. Oldham, Calcutta 1893 wesentlich ergänzt und verbessert.

führungen immer durch Veränderung aus anderen Gesteinen hervorgegangen, und kann sowohl aus Sediment- als aus Eruptivgestein durch Zersetzung entstanden oder selbst sedimentären Ursprungs sein. Alle Gesteine gehen danach erst in „Lithomarge“ und dann in Laterit über. Dieser Übergang ist nicht immer scharf zu beobachten. Häufig werden die tonigen Schichten der Lithomarge (während die oberen Fe reicheren Lateritschichten, von denen das Fe nach der Tiefe abnimmt, widerstandsfähiger sind) ausgewaschen und die oberen Lateritschichten brechen zusammen und bilden ein Gestein von Detritus-Habitus; auch können an anderen Stellen solche Lateritteilchen zusammengeschwemmt oder angehäuft werden. Sie sehen ebenfalls den Unterschied zwischen High Level L. und Low level L. nicht als durchgreifend an und glauben nur einen Altersunterschied beider annehmen zu sollen. Bezüglich des Namens betonen sie, daß Buchanan sehr wahrscheinlich beide Arten L. damit belegen wollte, und daß man auch beide damit bezeichnen dürfe, da der Name nur die heutige Zusammensetzung, nicht aber die Art der Entstehung des Gesteins andeuten solle. Weiter stellen sie fest, daß der Laterit nie über 5000 Fuß Höhe beobachtet worden sei, ohne diese Tatsache irgend wie zu erklären, oder Schlüsse daraus zu ziehen. „High level“ ist nach ihren Beobachtungen sowohl über Trapp als auch über ältere Gesteine verbreitet, dagegen wird der „Low Level“ nicht nur an den Küsten gefunden, sondern ist im ganzen indischen Gebiet verbreitet. Die auch hier, wie früher von vielen anderen Autoren beschriebenen, charakteristischen, kugeligen Konkretionen („nodules“) können sich, wie die Forscher meinen, in den Ebenen Indiens durch Sand und Ton von neuem verkittet, wieder zu Gesteinen verbinden, die in ihrem Aussehen dem Laterit sehr nahe kommen. Sie sehen schließlich High level L. als eine Oberflächenbildung an, und glauben, daß nur gewisse eisenreiche Gesteine in Laterit umgewandelt werden können. Aber auch der low level L. soll nach Lake (**21**, 217) eine Oberflächenbildung sein, so daß also schließlich wieder die

Unterscheidung zwischen High und Low Level völlig verwischt wird. Deshalb sagen die Verfasser schließlich: „The word „laterite“ must be used either as purely a lithological or as a chronological term, not indifferently as either, but as the word was originally intended to describe a peculiar variety of rock irrespective of its age or origin, to which too a fresh name would have to be adopted if the familiar one were abandoned, it is the lithological sense of the word, which it is most desirable to retain.“ Inzwischen waren ähnliche Gesteine auch in außerindischen Gebieten beobachtet worden. So hatte z. B. Doelter (52) seine Beobachtungen über afrikanische Laterite und vor ihm v. Richthofen (60b) über solche aus China und Ceylon veröffentlicht. Doelter wies ebenfalls besonders auf die Verwirrung in der Auffassung des Wortes Laterit hin, er sagt: „Laterit ist eigentlich, so wie der Begriff jetzt aufgefaßt wird, weder ein Gestein noch ein Formationsbegriff, sondern ein Ausdruck für eine eigentümliche Oberflächenzersetzung.“ Er macht zuerst den Vorschlag, dem Laterit den Namen des Gesteins hinzuzufügen, aus dem er offenbar entstanden sei, also Basalt-, Gneis-, Granit-Laterit zu unterscheiden. Diesen stellte er gegenüber die klastischen Laterite oder Detritus-Laterite, die er auch aus den von ihm bereisten Gegenden typisch beschrieb. v. Richthofen begnügte sich im Allgemeinen mit der Beschreibung der von ihm beobachteten Laterite, deren häufiges deutliches allmähliches Übergehen in Gneis er hervorhob. Er bezeichnete den Laterit (China 3. Bd. Berlin 1882) als schwammig-zelliges den Eisengehalt konzentrierendes Gewebe, dessen Höhlungen mit einer helleren, oft weißlichen Substanz angefüllt sind, und als das Residuum der Zersetzungsvorgänge anzusehen sei.

Sehr eingehend berichtet Pechuel-Loesche (53) über Westafrikanische Laterite. Er findet eine große Übereinstimmung dieser mit den aus Indien beschriebenen und unterscheidet auch hier etwa entsprechend dem high und low level L. der Engländer.

1. Laterite von zelligem Gefüge in ursprünglicher Lagerung.
2. Laterite von dichtem Gefüge in sekundärer Lagerung.

Von Bangka beschrieb dann Posewitz (54) aus Schiefern und Sandsteinen entstandene Laterite und unterschied dort ebenfalls 2 Typen:

1. Laterit in ursprünglicher Lagerung,
2. Laterit auf sekundärer Lagerung (Detritus-Laterit).

Er erwähnt auch ganz ähnliche zellige Lateritvorkommen und Eisenkonkretionsbildung, wie sie aus Indien bekannt sind und weist darauf hin, daß im dortigen Gebiete der Detritus-Laterit an den Abhängen auftritt, während der primäre die Höhen selbst einnimmt. In der Bildung der Eisenkonkretionen und der zelligen Lateritblöcke sieht er Oberflächenbildungen, die schon in größerer Tiefe sich vorbereiten.

Mit einer besonders der bisherigen Verwirrung gegenüber hervorzuhebenden wertvollen Klarheit hat dann A. Schenk (55) eine alle Zweifel beseitigende und alle Beobachtungen berücksichtigende Einteilung der Laterite vorgenommen. Er unterschied:

A. Primäre oder Eluvial-Laterite, und zwar:
   a. Tiefenlaterite, lateritische Gesteinsmassen, bei denen die ursprüngliche Struktur noch erhalten ist, und die wir als Granitlaterit, Gneislaterit, Dioritlaterit, Diabaslaterit, Glimmerschieferlaterit, Sandsteinlaterit usw. bezeichnen können,
   b. Oberflächenlaterite, aus den ersteren hervorgehend.

B. Sekundäre oder Detritus-Laterite (alluviale, aeolische, marine Laterite).

Im Jahre 1896 beschäftigte sich S. Passarge (**56a**, 874) mit dem Problem der Lateritbildung und stellte eine eingehende Arbeit darüber in Aussicht, deren Veröffentlichung indessen, wie ich kürzlich vom Autor selbst zu erfahren Gelegenheit hatte, nicht mehr beabsichtigt ist. Nach dem erwähnten Berichte auf dem VI. internationalen Geogr. Kongreß in London macht Passarge einen Unterschied zwischen Roterden (red soils) und den zelligen Lateritkonkretionen. Er betrachtet die Lateritbildung

lediglich als abhängig von dem Verhalten des Eisens[1]), das einerseits rote Hydrate (in den red soils), andererseits gelbe Hydrate (Zellenlaterite) bilden soll und schreibt diesen Eisenverbindungen eine besondere Beweglichkeit zu. Eine Erklärung für das gleichzeitige Auftreten der beiden Formen, der red soils und Laterite nebeneinander, gab P. nicht, vermutete aber, daß ihre Bildung mit der Beschaffenheit des Muttergesteins zusammenhänge. Später wird noch wiederholt auf diese Ausführungen zurückzukommen sein.

Es ist dann das ganz unbestreitbare[2]) Verdienst M. Bauer's (**57**) als Erster[3]), den Versuch gemacht zu haben, der Zusammensetzung und Entstehung der Laterite durch die chemische Analyse und die Mikroskopie auf die Spur zu kommen. Als überraschendes und hochwichtiges Ergebnis dieser Untersuchungen ist der Nachweis Bauer's anzusehen, daß die Laterite den Bauxiten in ihrer chemischen Zusammensetzung sehr nahe stehen, und sich also wahrscheinlich diesen entsprechend bilden. Bei beiden ist die Tonerde nicht wie beim Kaolin, chemisch an $SiO_2$ gebunden, sondern in Form von Aluminiumhydraten, und zwar hauptsächlich als Hydrargillit (Gibbsit), z. T. auch als Diaspor vorhanden.

B. hat also jedenfalls als Erster die Frage beantwortet, was ist eluvialer Laterit seiner chemischen Zusammensetzung nach. Durch zahlreiche neue Analysen, und zwar besonders von Laterit von Madagaskar sind dann diese Schlüsse von B. (**64**) erneut bestätigt worden. Er hat auch eineReihe anderer in-

---

[1]) Dieselbe Anschauung vertrat z. B. auch Wohltmann (**73**, S. 149, 154) mehrfach in seinen Ausführungen.

[2]) Der Versuch, diese Tatsache zu bestreiten oder zu verdunkeln, ist von B. selbst (**64**, S. 34) zurückgewiesen worden.

[3]) Die für diese Frage vielleicht vordem einzig in Betracht kommende, früher von John (**50**) ausgeführte Analyse eines Lateriteisensteins von Gabun ist in ihrer Bedeutung ebenfalls von Bauer (**57**) gewürdigt worden; jedenfalls haben weder John noch Lenz aus ihr die wichtigen Schlüsse B.'s gezogen oder ziehen können, da sie ihre Untersuchung mit einem sehr Fe-reichen Lat. (Oberfl.-Lat.) anstellten und auch nicht die $SiO_2$ des Quarzes gesondert bestimmten; immerhin vermuteten sie schon, daß die Tonerde nicht in Form des Kaolins, sondern in der $H_2O$-armer Hydrate vorhanden sei.

zwischen veröffentlichter Forschungen bezüglich ihrer Ergebnisse für die Klärung über die chemische Zusammensetzung und die Entstehungsweise des Laterits bereits diskutiert (z. B. die Untersuchungen J. M. van Bemmelen's Zeitschr. f. anorg. Chemie. 42. 1904. S. 265—324. E. Kaiser's Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. 1904. Nr. 3. S. 17 ff. Dess. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1903. 24. S. 92 und Zeitschr. d. D. geol. Ges. 54. 1902. S. 62—63. H. Warth's Monatsber. d. D. geol. Ges. 1905. S. 587), so daß ich mir hier ein weiteres Eingehen darauf im Einzelnen ersparen kann, um so mehr, da sie eben alle eine glänzende Bestätigung der Ansichten Bauer's bedeuten.

P. H. Holland (**63**) versuchte dann eine Erklärung für die Lateritbildung zu geben. Er bestätigte hierbei zunächst aus seinen Beobachtungen ebenfalls die von B. festgestellte Ähnlichkeit zwischen Laterit und Bauxit, auf die er erneut die Aufmerksamkeit lenken wollte. Weiter entwickelte er eine eigenartige Theorie über die Bildung des Laterites. Er vermutete nämlich, daß niedere Organismen, Bakterien, Verwandte der „nitrifizierenden Bakterien" diese Art der Zersetzung hervorrufen, die im wesentlichen auf der Abspaltung der Al-Hydroxyde aus Al-Silikaten bestehe. Auch Wohltmann (**73**, S. 157) hielt die Einwirkung von Mikroorganismen bei dem Prozeß der Lateritisierung für möglich, mit der besonders die Ammoniak-Absorption und Nitrifikation der tonerde- und eisenreichen Lateritböden erklärt werden könnten, doch meint W.: „Alles das, was in das Gebiet der tropischen Bodenbakteriologie fällt, harrt noch der Forschung." Nach Passarge (**56**, 675) ist die Frage, ob „die Abscheidung und das Festhalten des Eisens im Laterit auf die Tätigkeit von Mikroorganismen zurückzuführen sei", bereits von v. Richthofen (also vor 1896) aufgeworfen worden. Holland kam also auf diese Anschauung zurück, wendete sie allerdings nunmehr für die Aufspaltung der Al-Silikatverbindungen an. Schließlich gab Holland noch eine Erklärung für eine beobachtete freiwillige (spontaneous) Wasserabspaltung der Laterite. H. nahm hierfür an, daß Krystallisation mit Wärmeentwicklung verbunden sei, etwa wie eine

exotherme chemische Reaktion und daß hierbei Energie frei werde, die dann die Abspaltung von $H_2O$-Molekülen aus den Limonit- und Hydrargillit-Molekülen und damit den Übergang von $Fe_2O_3$, 3 $H_2O$ zu $Fe_2O_3$ einer- und von $Al_2O_3$, 3 $H_2O$ zu $Al_2O_3$, $H_2O$ andererseits bewirke. Die Neigung (tendency) zur Krystallbildung, bei welcher Energie entwickelt wird, sei also der Grund für den Wasserverlust.

Eine glänzende Bestätigung haben die vorher erwähnten Schlüsse Bauer's alsdann noch durch zahlreiche Analysen indischer Laterite seitens H. und F. J. Warth's (68) sowie die Arbeit von J. Chautard und P. Lemoine (76) über Laterite von Guinea nach Analysen von Pisani gefunden. Da noch im folgenden auf die bisher vorliegenden Bearbeitungen wiederholt wird zurückgegriffen werden müssen, mögen hier diese kurzen Angaben genügen.

Bevor ich selbst nun zu der Frage Stellung nehme, welche Deutung heute zweckmäßig dem Worte Laterit zu geben und wie eine geeignete Einteilung des Begriffes Laterit vorzunehmen sei, mag erst an der Hand aller erwähnten früheren Forschungen und meiner vielfachen eigenen Beobachtungen die Art der Entstehung der Laterite zu erörtern versucht werden.

Die Verbreitung der unter dem Namen Laterit bisher zusammengefaßten Gesteinstypen vorzüglich in der heißen oder Tropenzone läßt ohne weiteres den Zusammenhang ihrer Bildung mit den Klimaverhältnissen jener Gegenden vermuten.

Laterit ist als gegenwärtige oder rezente Bildung bisher nur in Gegenden mit tropischen Klimabedingungen beobachtet worden[1]).

---

[1]) Die Feststellung Bauer's, daß Laterit dieselbe oder ähnliche Zusammensetzung wie die Bauxite habe, scheint dieser Annahme zu widersprechen, da anzunehmen ist, daß sich Bauxite auch heute noch in der gemäßigten Zone (z. B. am Vogelsberg oder in Süd-Frankreich, Ungarn usw.) bilden. Da aber einerseits dasselbe Endprodukt häufig in ganz verschiedener Weise entstehen kann, andererseits auch in der gemäßigten Zone sehr wohl auch örtlich ähnliche Bedingungen für die Gesteinszersetzung herrschen können, wie in den Tropen, so kann die Tatsache der Bildung von Bauxit gelegentlich auch in gemäßigtem Klima zunächst Nichts gegen den Zusammenhang von Klima und Lateritbildung beweisen.

Nach Supan (**62**, 528) bedeckt der Laterit „ein volles Viertel des ganzen Festlandes“ und „ist den Tropen eigentümlich“. Nach v. Thilo (**62**, 527) ist seine Verteilung in Prozenten der betreffenden Erdteile bezw. Breitenzonen:

| | |
|---|---|
| 80° — 60° N | = 0 |
| 60° — 20° N | = 6 |
| 20° — 60° S | = 15 |
| 20° N — 20° S | = 63 |
| Ges. Festland | = 25 |

Das Vorhandensein auch in den subtropischen Zonen ist dabei im Wesentlichen auf diejenigen Teile beschränkt, die klimatisch den Tropen zuzurechnen sind, oder doch Klimabedingungen aufweisen, die in gewissen Faktoren mit dem Tropenklima übereinstimmen. Wenn wir die Tropenzone als Klimazone auffassen, die ja durchaus nicht genau mit der zwischen den 20. Parallelkreisen gelegenen zusammenfällt, so ergibt sich ein noch genauerer Zusammenhang zwischen Tropenklima und Lateritbildung. Auch Wohltmann z. B. (**73**, S. 149) sagt hierauf bezüglich „Der Lateritboden ist (vielmehr) eine allgemein verbreitete Erscheinungsform des ganzen Tropengürtels, dessen Bildung und Entstehung weder auf marine noch auf Süßwassereingriffe zurückzuführen ist, sondern ausschließlich auf eine ungeheuer lange ungestörte Einwirkung intensiver tropischer auf die Zersetzung und Verwitterung eisenführender Gesteinsmassen wirkender Klimafaktoren“ und ebenda: „Nur dort wird die Bildung des Lateritbodens haben vor sich gehen können und auch heute nur noch vor sich gehen, wo tropische Klimaverhältnisse langandauernd und intensiv auf die Zersetzung eisenhaltiger Gesteine einwirken.“ Dieser Zusammenhang ist von den meisten Forschern bestätigt und angenommen worden. Auch gewisse Gesteinstypen aus weit zurückliegenden Formationsbildungen, die uns heute in anderen Klimazonen entgegentreten, wie z. B. gewisse Ablagerungen des Rotliegenden und des Buntsandsteins sind mehr-

fach als frühere, den heutigen Lateriten entsprechende Bildungen angesprochen worden[1]).

In solchen Fällen hat man dann auch aus anderen Beobachtungen auf ein tropisches Klima während der Gesteinsbildung schließen können (z. B. üppige tropische Steinkohlenflora im Carbon) und daraus eine Verschiebung der Klimazonen im Laufe der geologischen Zeitalter hergeleitet (vergl. hierzu u. a. die Arbeiten Nathorst's, z. B. N. J. f. M. G. u. P. 1902 II. S. 318 ff. u. 1899 II. 337 sowie Joh. Walther (**66**, 159, 160), also auch in diesen Fällen würden Lateritbildung und tropisches Klima abhängig von einander gewesen sein. Diese Tatsachen scheinen zu folgendem Schlusse zu berechtigen:

Die Lateritbildung ist eine dem Tropenklima eigentümliche Zersetzungserscheinung der Gesteine.

Es mögen nun zunächst einmal alle Komponenten des tropischen Klimas im Einzelnen betrachtet werden, in ihren Äußerungen auf die Gesteinsumgestaltung. Beginnen wir mit den Faktoren für die mechanische Zerstörung und Umsetzung der Gesteine. Wir wissen, daß in der heißen Zone nicht nur weit höhere mittlere Temperaturen herrschen, als in den gemäßigten Zonen, sondern besonders wichtig wird die Beobachtung, daß die Temperaturschwankungen nicht nur hinsichtlich ihrer Größe, sondern auch der Plötzlichkeit ihres Eintrittes am beträchtlichsten unter dem Äquator sind und im allgemeinen von da nach den Polen hin sich vermindern. Nur ein Beispiel von meinen Reisen in Kamerun sei hierfür angeführt: Auf der Höhe des Dorfes Bambuluae (Bamenda-Bezirk) unweit des Muti-Berges konnte ich am Morgen um 6 Uhr noch 9° und bereits um 2 Uhr nachmittags 42° feststellen, also eine Temperatur-Differenz von 33°. Ähnliche Beobachtungen konnten vielfach angestellt werden, und solche Schwankungen bilden zu gewissen Zeiten (während der großen Gewitterstürme vor dem Einsetzen der eigentlichen großen Regenzeit) die Regel.

---

[1]) Vergl. u. A. **73**, 153—154.

Sehr erhebliche Temperaturunterschiede kommen z. B. auch zum plötzlichen Ausgleich, wenn nach längerer Regenlosigkeit einer der bekannten Gewitterstürme (Tornados) sehr schnell heraufzieht und seine Regenmassen, die meist etwa 17—20° Temperatur (nach eigenen Messungen) aufweisen, über das sehr viel höher erhitzte Gestein sich ergießen[1].

Eine bekannte Tatsache ist die hohe Bedeutung der Insolation für die tropische Verwitterung der Gesteine (vergl. hierzu u. a. **60**, 89—93; **61**, 86, 124). In ihrer Wirkung bezüglich der Lockerung der Gesteinsmassen gewinnt sie mindestens dieselbe Bedeutung wie in den gemäßigten Klimaten etwa der Frost. Sie äußert sich bekanntlich in der bezeichnenden schaligen Verwitterungsablösung, wie sie eben besonders häufig in den Gebieten großer Temperaturschwankungen beobachtet wird.

Zur mechanischen Zerstörung der Gesteine wirken dann aber in besonders hohem Grade die starken und mit ungeheurer Plötzlichkeit und Heftigkeit herabstürzenden Wassermassen der tropischen Regengüsse. Gerade auch in Kamerun sind außerordentlich hohe Niederschlagsmengen beobachtet worden und soweit diese überhaupt bisher gemessen wurden, besitzt z. B. der Ort Bibundi der Kameruner Westküste, nördlich Victoria, überhaupt die höchste bisher bekannte Regenmenge auf dem afrikanischen Festlande. Die durch die Insolation gelockerten, aber auch die durch die später zu erörternde chemische Umsetzung zerstörten Gesteinsteile werden von den Höhen in die Täler hinabgeführt und zusammengeschwemmt. Es entstehen so Detritusmassen, die geeignet sind, das Wasser viel leichter eindringen zu lassen und weit länger zurückzuhalten, als das feste Gestein und ihm infolge der mechanischen Auflockerung eine größere Angriffsfläche für die chemische Zersetzung bieten. Naturgemäß finden

---

[1] Nach **59**, 801 soll z. B. der Erdboden sich bis zu 84,6° C erwärmen (nach Hann, Handbuch der Klimatologie), auch Pechuel-Loesche ermittelte häufig im Boden an der Loango-Küste eine Insolationstemperatur von 75° und darüber. Einmal stieg dieselbe sogar auf 89° C. (vergl. **73**, 156); ich selbst habe in Kamerun nur Gesteinstemperaturen bis 55° gemessen.

wir in dieser mechanischen Wirkung des Wassers an sich keinen prinzipiellen Unterschied zwischen Tropen und gemäßigten Zonen, um so erheblicher ist aber der graduelle Unterschied infolge der ungleich größeren Niederschlagsmengen in den Tropen. Dies zeigt sich auch in der Form der entstehenden Detritusprodukte. Während in der gemäßigten Zone, oder überhaupt in Gegenden mit gleichmäßig verteilten und mäßigen Regenfällen ein Hauptzersetzungsprodukt der Gesteine der Gehängelehm ist, der bald durch Regenwasser zusammengeschwemmt, bald an Ort und Stelle durch die Verwitterung des Gesteins entstanden ist, treten an dessen Stelle sehr häufig in Gegenden plötzlicher reichlicher Regenfälle eigenartige Konglomerate, die ich analog Gehängekonglomerate nennen möchte. Sie unterscheiden sich vielfach durch eine zwischen Breccien und Konglomeraten stehende Struktur von den bekannten natürlich ebenfalls in den Tropen sich bildenden wohlgerundeten Flußschottern. Als Zement führen sie das den Tropen eigentümliche Hauptzersetzungsprodukt der Gesteine, den Laterit, und so entstehen die unter den Beschreibungen fast aller Lateritvorkommen eine so große Rolle spielenden und so vielfach in der Literatur erwähnten Lateritbreccien und Konglomeratbildungen. Naturgemäß hängt aber die Bildung solcher Gesteinszersetzungsprodukte nicht lediglich von der Menge der Niederschläge ab, vielmehr bildet die Oberflächen-Gestaltung des Geländes dafür eine Hauptbedingung. Genau so, wie wir also unter Gehängelehm unserer Breiten vom Regenwasser zusammengeschwemmte Gesteinszersetzungs- und Auflockerungsprodukte[1]) einerseits, dann aber auch an Ort und Stelle entstandene Zersetzungsprodukte verstehen, gibt es auch in den Tropen entsprechende Bildungen, Gehänge-

---

[1]) Man bezeichnet diese allgemein als alluviale Bildungen, da aber hierunter auch, und zwar vornehmlich alle Bildungen ständig fließender Wasser, wie Flußschotter, Flußlehme und Flußsande verstanden werden, so ist diese Bezeichnung nicht deutlich genug und man müßte die alluvialen Gebilde wenigstens etwa in fluviatile und pluviatile scheiden, zu deren letzteren unsere Bildungen zu rechnen wären.

konglomerate einerseits, und eluviale Bildungen andererseits und diese letzteren weichen ebenfalls in den Tropen in der Zusammensetzung von denen der gemäßigten Zonen ab. Während es dort meist sandige Lehme sind, finden wir in den Tropen die große Gruppe der eluvialen Laterite. Wir finden also:

| In gemäßigten Klimaten | In den Tropen |
| --- | --- |
| als pluviatile Bildung | |
| a) zusammengeschwemmter Gehängelehm | a) Gehängekonglomerate und Sande (Detrituslaterit); |
| als eluviale Bildung | |
| b) an Ort und Stelle entstandener Gehängelehm. | b) Eluviale Laterite. |

Im allgemeinen wird sich bei größeren plötzlichen Regenfällen, wie sie in den Tropen häufig sind, die Menge der zusammengeschwemmten Bildungen gegenüber den eluvialen wesentlich vermehren, und letztere werden meist nur an sehr geschützten oder ebenen Flächen zur Bildung kommen können, während die Gehängekonglomerate die Hauptbildungen aller tropischen Gebirgsgegenden sein werden. Feinere Detritusmassen werden hier zumeist mit den ungeheuren Wassermassen den Flüssen zugeführt, die ebenfalls plötzlich stark anschwellend, sie in erheblicherem Maße dem Ozean zuführen, als in den gemäßigten Zonen. Darin finden wir auch eine Erklärung der so ausgedehnten und raschen Ästuarbildung an der afrikanischen Westküste[1]).

Wenn wir demnach den Unterschied der mechanischen Wirkung des Wassers in den Tropen gegenüber unserer Zone zusammenfassen wollen, so können wir etwa sagen:

*Die Menge der pluviatilen Gebilde in den Tropen ist größer als in der gemäßigten Zone. Infolge der Plötzlichkeit der Regenfälle finden sich häufiger grobe Detritusmassen, besonders Konglomerate und Brec-*

[1]) Es besteht also eine Abhängigkeit der Ästuarbildung der Flüsse nicht nur von der topographischen Gestaltung des Landes und damit des Gefälles der Flüsse, sondern auch von den Niederschlagsmengen und ihrer zeitlichen Verteilung.

cien, als in anderen regenärmeren Breiten, während die feineren Detritusmassen in erheblicherem Maße dem Ozean zugeführt werden und die Ästuarablagerungen vermehren. Das Verhältnis von Fluß- zu Meeresbildungen (Strandbildungen) verschiebt sich in den Tropen zu Gunsten letzterer. Die Summe von Fluß- und Strandbildungen ist dort wesentlich größer als in den anderen Zonen.

Hinweise auf diese Tatsachen finden sich u. a. bei Supan (**62**, S. 531) und v. Richthofen (**60**, S. 455).

Da diese Detritusbildungen vielfach aus bereits durch tropische Verwitterung zersetzten, laterisierten Gesteinsfragmenten bestehen, sind sie vielfach in der Literatur als eine Klasse der Laterite bezeichnet worden, von einzelnen Autoren als Detritus-Laterite oder sekundäre Laterite z. T., von Blanford z. B. schlechthin als „die Laterite". Da aber auch in den Tropen einerseits gelegentlich Konglomerate aus frischen, noch nicht lateritisierten Gesteinen vorkommen können, andererseits solche, oder Konglomerate mit lateritischem Bindemittel erneut der Lateritisierung anheimfallen, so wird man zu unterscheiden haben zwischen:

Detritus-Lateriten
: z. B. Lateritkonglomeraten = Konglomeraten mit lateritischem Bindemittel (Zement), Lateritsandsteinen = Sandstein mit lateritischem Bindemittel (Zement) und

Lateritisierten Detritus-Gesteinen
: z. B. Lateritisierten Konglomeraten, Lateritisierten Sandsteinen.

Auch die Windwirkung kommt für die mechanische Umsetzung der Gesteine als bedeutsam in Frage, doch wird sie im allgemeinen keine wesentlich größere Rolle als in anderen Klimaten spielen.

Die mechanische Veränderung der Gesteine in den Tropen durch Temperaturschwankungen (Insolation) durch das Wasser der Regengüsse und den Wind bereitet also im allgemeinen die

Lateritbildung nur vor, macht das Gestein ihr zugänglich, leitet sie ein und begünstigt sie, oder sie bewirkt eine Umlagerung bereits vorhandener Lateritbildungen. Von ungleich größerer Wichtigkeit bei der tropischen Gesteinsverwitterung sind nun aber die chemischen Vorgänge.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß bei höheren Temperaturen chemische Reaktionen im allgemeinen leichter zur Auslösung kommen und sich schneller vollziehen, daß also die chemischen Zersetzungsvorgänge intensivere sein werden, als bei niedrigeren Temperaturen. Dies gilt auch für die Tropen und die chemischen Umsetzungen der Gesteine dort. Chemische Vorgänge sind in hohem Grade abhängig von physikalischen Bedingungen, das bedarf keiner Einzelbeweise. Die Umwandlung der Gesteine ist im Wesentlichen Auflösung und Wiederausscheidung aus wässerigen Lösungen. Beim Mangel an Auflösungsmitteln werden also diese Vorgänge in geringerem Maße eintreten, als beim Überfluß daran.

Dies rechtfertigt ohne weiteres den Schluß, daß in regenreichen Gebieten gleicher Temperatur die Zersetzung und Umbildung der Gesteine eine wirksamere sein wird, als in regenarmen, wie viel mehr also in regenreicheren Gebieten mit höheren Temperaturen, wie es eben die Tropen gegenüber den gemäßigten Klimaten sind.

Diese fast selbstverständlich erscheinenden Schlüsse sind hier nur deshalb hervorgehoben, weil Holland (**63**, 64) wörtlich in Bezug auf die Lateritbildung sagt: „It is hard to believe that the few degrees by which a tropical exceeds a temperate climate is sufficient to so strikingly increase the chemical activity of the weak organic acids percolating through the soil.“

Vergegenwärtigt man sich zur Beurteilung der Rolle, die „wenige“ Grade schon bei der Gesteinsauflösung werden spielen können, eins der einfachsten Beispiele von Gesteinsauflösung, etwa die von Chlornatrium durch Wasser, so ist die Bedeutung weniger Temperaturgrade leicht ersichtlich. Außerdem be-

schränkt sich aber der Unterschied zwischen gemäßigtem und heißem Klima durchaus nicht auf wenige Temperaturgrade der Jahresdurchschnittstemperaturen, oder die chemische Wirksamkeit der schwachen organischen Säuren, wie H. anzunehmen scheint, sondern neben den Temperaturunterschieden ist in erster Linie, wie erwähnt, die Menge des Lösungsmittels von Bedeutung, ganz abgesehen von anderen chemischen Vorgängen, die mit den abweichenden physikalischen Verhältnissen in den Tropen zusammenhängen, auf die im folgenden noch zurückzukommen sein wird.

Um bei dem oben gewählten Beispiele zu bleiben, würde sich für die Auflösung von Steinsalz in den beiden verschiedenen Zonen etwa Folgendes ergeben:

Nach Spitaler (**62**, 85) beträgt die Jahresdurchschnittstemperatur zwischen dem 40. und 50. Breitengrade der nördlichen Halbkugel 10,3$^{0}$, zwischen 0 und 10$^{0}$ jedoch 26,1$^{0}$, und nach Murray (**62**, 143) die Niederschlagsmenge (auf dem Lande) zwischen 40$^{0}$ und 50$^{0}$ 610 mm, zwischen 0 und 10 aber 2120 mm. Es würde sich also danach in den Tropen allein infolge der Niederschlagsmenge, also infolge der Vermehrung der Menge des Lösungsmittels etwa die $3^1/_2$fache Menge auf dieselbe Oberflächeneinheit bei gleicher Temperatur, und jedenfalls bei der den höheren Lufttemperaturen der Tropen entsprechenden höheren Gesteins- und Wassertemperaturen ein mehrfaches Vielfaches des Steinsalzes, als in den gemäßigten Klimaten, auflösen. Ganz ähnlich würden eine ganze Reihe anderer, viel verwickelterer chemischer Umsetzungs- und Auflösungsverhältnisse sich gestalten.

Darauf bleiben indessen die Unterschiede zwischen Verwitterungsvorgängen der Tropen und der gemäßigten Klimaten nicht beschränkt. Vielfach ist angenommen worden, daß ein hoher Saleptersäuregehalt infolge der bei tropischen Gewittern so außerordentlich heftigen und häufigen elektrischen Entladungen die auflösende Wirkung der Regenwassermassen erheblich vermehre, besonders aber zur Ausscheidung des Eisens in den

Verwitterungsprodukten als $Fe_2O_3$ mitwirke und dadurch die charakteristische Farbe vieler Laterite hervorrufe[1]).

Nach Walther (**59**, 802) sind in Caracas (nach Muntz und Marcano, Meteorol. Zeitschr. 1889 S. 435) in den Jahren 1883—85 über 100 Proben von Regenwasser auf ihren Gehalt an Salpetersäure untersucht worden. Es ergab sich hierbei, daß im Durchschnitt 2 mgr. Salpetersäure in einem Liter Wasser, einmal sogar 16,25 mgr. beobachtet wurden (vergl. auch Supan **62**, 434). Auf die Menge der zur Entladung kommenden Elektrizitätsspannungen hat Hartmann (**49**, 7) hingewiesen, und ich selbst kann diese Feststellungen aus eigenen Beobachtungen bestätigen, so zählte ich z. B. im Februar 1906 am Unterlauf des Sanaga in Kamerun als Mittel von 30 in regelmäßigen Zeitabständen innerhalb dreier Gewittertage (Tornadozeit) vorgenommenen Beobachtungen in der Minute rund 40 Blitzschläge, wobei noch häufig mehrere nicht getrennt gezählt wurden, die gleichzeitig an verschiedenen Stellen des Horizontes erfolgten. Neben der Bildung von Salpetersäure durch die elektrischen Entladungen ist aber auch die Ozon-Entwicklung zu berücksichtigen, die in den Tropen eine ungleich größere sein wird als in anderen Klimaten. Man wird zugeben müssen, daß die Menge der oxydierenden Substanzen, die auf diese Weise entstehen, recht wohl zur Erklärung der schnellen Oxydation der Fe-Verbindungen ausreichen dürfte. Ob dabei etwa noch andere Vorgänge, wie die Tätigkeit von Mikroorganismen (vergl. **56**, 675 und **73**, 157) in Frage kommen, harrt noch der Erforschung.

Man hat bisher angenommen, daß in den Tropen eine so lebhafte Oxydation herrsche, daß sich trotz des ungeheuren und sprichwörtlichen Vegetationsreichtums keine Humussubstanzen im Boden längere Zeit erhalten, diese vielmehr alsbald durch

---

[1]) Die rote Farbe kann nach den neueren Anschauungen durchaus nicht mehr als für alle »Laterite« bezeichnend angesehen werden, wir wissen jetzt, daß es Laterite in allen Farben von rein weiß und gelb zu rot, dunkelbraun und schwarz gibt, und daß diese Farbe nur von der Menge und den Mengeverhältnissen des im ursprünglichen Gestein der Laterite vorhandenen Eisens, der Tonerde und des Mangans abhängt.

Oxydation beseitigt werden. Die chemische Untersuchung der sechs auf meinen Reisen gesammelten Bodenproben aus ganz verschiedenen Teilen Kameruns (vergl. Teil XIII) hat ergeben, daß der Boden immerhin noch Humusmengen von 1.75—4.99 v.H. enthält, man wird also von Armut an Humusstoffen nur in Rücksicht auf die sehr viel größeren Mengen von vegetabilen Stoffen sprechen können, die infolge der üppigen Tropenvegetation dem Boden voraussichtlich zugeführt werden.

Es kann also keinem Zweifel unterliegen, daß die durch Oxydation der Humusstoffe gebildeten organischen Säuren und Zersetzungsprodukte, deren relative Menge jedenfalls eine erheblich größere sein wird als in anderen vegetationsärmeren Klimaten, an ihrem Teile zur schnelleren und reichlicheren Zersetzung der Gesteine beitragen werden.

Eine andere Frage ist, ob sie die Natur der entstehenden Zersetzungsprodukte beeinflussen werden, so daß eben hier lateritische Verwitterung der in unseren Breiten bekannten Art der Gesteinszersetzung gegenüberstehen würde. Da nur die Menge nicht die Zusammensetzung der durch Oxydation der Humusstoffe entstehenden Produkte voraussichtlich in den Tropen geändert wird, so wird jedenfalls auch der Einfluß dieser Zersetzungsprodukte auf das Gestein nur graduell nicht generell ein anderer sein.

Wenn z. B. Passarge (**56**, 675) annimmt, der Mangel an Humus begünstige die Bildung roter Hydrate, weil er das Fehlen von Reduktionsprozessen bedinge, so kann diese Erscheinung eben nur als eine Folge der ganz besonders energischen und reichen Oxydationsvorgänge im tropischen Klima angesehen werden, die ja allerdings ihrerseits wieder zum Teil vielleicht der Vegetation verdankt werden. Insofern würde also möglicherweise eine indirekte Einwirkung der Tropenvegetation auf die Lateritbildung zuzugeben sein.

Von einer ganzen Zahl von Forschern indessen ist nun der Vegetationsbildung der Tropen eine unmittelbare, oder gar allein die entscheidende Mitwirkung bei der Bildung der La-

terite zugeschrieben worden (vergl. u. a. 3, S. 386. **60a**, S. 457. **21**, S. 245, 246 und bes. **55**, S. 611).

Diese Annahme fand ich jedoch in Kamerun durchaus nicht bestätigt. Ich fand z. B. typisch gleiche, zellige Oberflächen-Laterite, einerseits sowohl im dichtesten Urwaldgebiete, wie in offenbar niemals in absehbarer Zeit vordem bewaldeten Graslandsgebieten, andererseits fand ich prachtvollste Waldvegetation auf Lateritboden, und Grassteppe auf tiefgründigem Lehmboden. Meine Beobachtungen stehen also in dieser Beziehung nicht in Einklang mit der einzelner anderer Forscher, vielmehr bewiesen sie mir, daß der Laterit durchaus nicht in seiner Entstehung an das Vorhandensein einer dichten Vegetation gebunden sei. Richtig ist nur, daß da, wo in Lateritgebieten mit zusammenhängenden Oberflächenlateriten (Zellenlateriten) Urwald gänzlich abgeholzt wird, infolge des raschen Versinkens des Regenwassers und der anderwärts erörterten Umwandlung der (in dauernd feuchtem Zustande weichen und für die Pflanzenwurzeln immerhin durchdringbaren) Fe-Hydrat-Konkretionsbildungen in harte, gänzlich für die Pflanzenwurzeln undurchdringbare $Fe_2O_3$-Rinden, -Poren und -Röhrenauskleidungen schwer wieder Vegetation, insbesondere Wald, anzusiedeln ist und daß solche Gebiete dann häufig steril bleiben. Sobald aber z. B. eine mechanische Zerstörung der Oberflächenlaterite erfolgt, ist auch wieder eine günstigere Vegetationsbedingung gegeben[1]). So erklärt es sich auch, daß gewisse Lateritgebiete, wie es z. B. v. Richthofen von Ceylon berichtet (Z. d. D. Geol. Ges. 1860, S. 526), sich gerade durch hohe Fruchtbarkeit auszeichnen. Es werden also keineswegs Lateritbildungen ganz allgemein und in jedem Falle als die Vegetation hemmend bezeichnet werden dürfen.

Es ist danach zu schließen:

„Nicht die Bildung der Laterite ist unmittelbar abhängig von dem Vorhandensein der Vege-

[1]) Innerhalb von sterilen zusammenhängenden Oberflächenlaterit-Gebieten konnten z. B. gelegentlich üppige Eingeborenenfarmen beobachtet werden.

tation, wohl aber die Vegetation in gewisser Weise vom Vorhandensein von Lateritbildung."

Auch Passarge (**56**, 676) scheint diese Anschauung zu teilen, denn er sagt:

„Jedenfalls möchte ich fast glauben, daß die Vegetation stärker vom Laterit beeinflußt wird als umgekehrt."

Vergegenwärtigen wir uns nun zunächst einmal alle die Umstände für die chemische Umwandlung der Gesteine, die eine Folge des tropischen Klimas sind und im Maße oder im Wesen von denen in anderen Klimaten abweichen, so müssen als besonders wichtig hervorgehoben werden:

1. Die ungleich größere Menge des Lösungsmittels (Regenwasser) im tropischen Klima. Diese an und für sich weit höhere Menge kommt dazu noch in einem wesentlich kürzeren Zeitraum zur Wirkung, da wir zumeist ausgesprochene Regenzeiten (Winter) und Trockenzeiten (Sommer) zu unterscheiden haben.
2. Der regelmäßige Wechsel zwischen Zeiten außerordentlich reicher Niederschläge und gänzlicher Trockenheit.
3. Das Vorhandensein besonders günstiger Bedingungen für Oxydationsvorgänge im Tropenklima.
4. Die höheren Temperaturen der Lösungsmittel.

Die Wirkung dieser Faktoren bei der Gesteinszersetzung soll nun im Einzelnen verfolgt werden.

Von allen Gesteinsbestandteilen sind Quarz, Titaneisenerz und Magneteisenerz die widerstandsfähigsten. Von vielen Forschern ist übereinstimmend festgestellt worden, daß sowohl die in situ entstandenen, wie die Detritus-Laterite, den Quarz im ursprünglichen Zustande, bisweilen mechanisch abgerollt oder zersplittert, nie aber chemisch verändert enthalten. Meine Beobachtungen in Kamerun haben dies bestätigt. Eine einzige Ausnahme, die ich im Teil 3 näher erörterte, nämlich das Vorkommen stark geätzter Quarzrollstücke in den Dibongokonglomeraten am unteren Sanaga scheint, wie ich dort erwähnte, mit den durch die vulkanischen Eruptionen geschaffenen besonderen

Bedingungen zusammenzuhängen. Im übrigen deuten eine ganze Reihe von bereits früher besprochenen Quarzkonglomerat- und Brecciengesteinen ebenfalls auf die schwere Zerstörbarkeit des Quarzes selbst unter tropischen Verwitterungsbedingungen hin.

In ganz charakteristischer Weise tritt Titaneisensand in den Kameruner Lateritbildungen auf. Er ist fast immer (natürlich hängt seine Anwesenheit im eluvialen Laterit von seinem Vorhandensein als ursprünglicher Gesteinsgemengteil ab) der deutlich hervortretende Bestandteil der alten Lateritböden und kann sich besonders in Detritus-Oberflächenlaterite zu ganz beträchtlichen Mengen anhäufen, so daß jeder Regen ihn in den Wasserrinnsalen in natürlicher Aufbereitung anschwemmt. Auch die schweren schwarzen Flußsande, die ich sehr vielfach in den Flußläufen beobachtete (besonders am Sanaga und Wuri), stammen wahrscheinlich zum großen Teil aus solchen Lateritbildungen. Sie fehlten in keinem der durchreisten Gebiete mit reichlicher Oberflächen-Lateritbildung, gleichgültig, ob das anstehende Gestein Sediment-[1]) oder Eruptivgestein war, vor allem aber beobachtete ich sie in den Gebieten der Detritus-Laterite. Meine Wahrnehmungen bestätigen also durchaus die Anschauungen Bauer's (**64**, 56) über die Herkunft und das Verhalten des Titaneisenerzes in den Lateriten[2]). Der von G. Linck lediglich als Verwechselung angesehene, von G. C. Du Bois festgestellte Gehalt von 14,08 $TiO_2$ in einem Oberflächen-Laterit von Surinam erscheint nach meinen Beobachtungen durchaus glaubhaft (N. Jahrb. f. M. usw. 1905. II. 69 und **64**, 56) besonders, da es sich eben um einen Oberflächen-Laterit (der vielleicht aus einem Detritus-Laterit entstanden) handelt.

Übrigens verhält sich auch Magneteisen nach meinen Beobachtungen ganz ähnlich, denn ich fand es oft in den erwähnten Sanden mit Titaneisenerz vergesellschaftet (durch schwachen

[1]) Hier konnte ich sie sowohl im Sandstein selbst, also dort schon auf zweiter Lagerstätte, wie im auflagernden Oberflächen-Laterit, also wohl schon auf dritter oder vierter Lagerstätte beobachten.

[2]) Vergleiche auch die Analysenresultate Pisani's (**76**).

Magneten leicht zu trennen), hierauf dürfte dann wohl auch die von Bauer (64, 56) zitierte Feststellung zurückzuführen sein, daß der Bauxit vom Vogelsberg nach Köbrich (70) stark magnetisch sei. Andererseits erhellt daraus sofort die Irrigkeit der u. a. von Blanford (7) aufgestellten Hypothese, daß die Eisenverbindungen der eisenreichen Oberflächen-Laterite aus der Zersetzung dieser Magneteisensande herrühre. In auffallender Übereinstimmung mit diesen Feststellungen über das Auftreten und Verhalten des Titan- und Magneteisens stehen die Beobachtungen Liebrich's (69) über dasjenige in den Bauxiten des Vogelsberges, wie auch Bauer (64) schon hervorhob. An anderer Stelle werde ich darauf zurückkommen, wie gerade aus dem Vorhandensein reichlicher Mengen dieser schwarzen Sande sogar ein gewisser Rückschluß auf das Alter der Lateritbildung mir gelegentlich möglich erscheint.

Von den übrigen Bestandteilen der Gesteine, den Silikaten, werden wir annehmen dürfen, daß diese in erhöhtem Maße in den Tropen der Zersetzung anheimfallen. Man wird diese Vorgänge nicht erörtern können, ohne auf die analogen in unseren Klimaten zurückzugreifen. Als einer der häufigsten und wichtigsten Zersetzungsvorgänge gilt die der Feldspäte. Früher allgemein als Kaolinisierung bezeichnet, d. h. als Auflösung des Feldspatmoleküles unter Abscheidung des Kaolinmoleküls, eines hydratisierten Al-Silikates der Grenzformel $H_4Al_2 Si_2O_9$, unter Fortführung der Alkalien und Alkalischen Erden als kohlensaure Salze und der ihnen entsprechenden $SiO_2$. Besonders Weinschenck (Grundzüge der Gest.-Kunde und die Gesteinsbildenden Mineralien) erkannte später, daß diese Umwandlung im Wesentlichen auf pneumatolitische Vorgänge (postvulkane Gasexhalationen) zu beschränken seien, während bei der großen Masse der Gesteinsverwitterungsprodukte, die man bisher als hauptsächlich aus Kaolin bestehend angenommen hatte, den Tonen und Lehmen, ganz anders geartete Silikatzersetzungsprodukte, wohl auch Hydrosilikate, aber anderer Zusammen-

setzung die Hauptrolle spielen[1]). Nach Weinschenck's Ansicht kommen vielleicht hierbei Serizitisierungsvorgänge in Betracht. Jedenfalls müßten diese Hydrosilikate mit dem Kaolin die Eigenschaft der Plastizität gemein haben. Es liegt nahe, in ihnen Übergangsglieder zwischen dem unzersetzten Silikatmolekül und dem Kaolinmolekül zu vermuten. Da es aber noch nicht gelungen ist, mit Bestimmtheit die chemische Zusammensetzung, zumal die Konstitutionsformel der Hauptbestandteile vieler der sicher nicht auf pneumatolitischem Wege entstandener Tone festzustellen, da ebenso ihre mikroskopische Untersuchung hierüber wenig Aufschluß zu geben berufen sein wird, weil es sich möglicherweise um eine Reihe chemisch verschiedener amorpher Aluminium-Hydrosilikate handelt, so wird man über Vermutungen über die Natur der entstehenden Zersetzungsprodukte wenig hinausgehen können. Jedenfalls aber wird man schließen dürfen, daß wenn infolge pneumatolitischer Vorgänge Kaolin durch Zersetzung der Gesteine entsteht (ich habe solche Kaolinlager typisch pneumatolitischen Ursprungs auch in Kamerun vom Hange des Kamerunmassivs beobachtet und erwähnt), doch die Bildung toniger Produkte ohne solche Gasexhalationen nicht ausgeschlossen erscheint. Auf den Spalten des Basaltes des Kamerunberges wie der meisten tätigen und dem Erlöschen nahen Kratere entweicht noch heute $CO_2$ in erheblichen Mengen, worüber im Teil I berichtet wurde. Es ist also anzunehmen, daß auch hier die $CO_2$ die Kaolinisierung bewirkt. Hierbei muß selbstverständlich auch $H_2O$ zugegen sein.

$CO_2$ ist nun aber nach der allgemeinen Annahme das Haupt-Agens der Zersetzung in unseren Klimaten und sie zirkuliert in wässerigen Salzlösungen, oder mechanisch gebunden allerwärts, also wird sie vermutlich auch die Veranlassung der Bildung der erwähnten vom Kaolin verschiedenen Hydrosilikate, der nicht auf pneumatolitischem Wege entstandenen Tone und Lehme sein. Danach würden beide, Kaolin sowohl als Ton, schließlich durch die Einwirkung von $CO_2$ entstanden sein, und man würde etwa für die Kaolin-Verwitterung die Wirksamkeit großer

[1]) Diese Anschauung wird allerdings keineswegs von allen Forschern geteilt.

freier Mengen von $CO_2$ vielleicht auch unter besonderem Druck und Temperaturverhältnissen bei Gegenwart von $H_2O$ für die tonige Zersetzung (damit mag hier allgemein die Bildung der hypotetischen Hydrosilikate bezeichnet werden) das Vorhandensein kohlensäurehaltiger Wässer oder schwacher kohlensaurer Salzlösungen anzunehmen haben. Es ist damit schon die Annahme gegeben, daß im ersteren Falle die Zersetzung eine weitgehendere, energischere sein wird als in letzterem, was die Beobachtung zu bestätigen scheint. Andererseits wird eine scharfe Grenze zwischen Kaolinbildung und Tonbildung schwer zu ziehen sein. Nur vom Vorhandensein der $CO_2$, ihrer Menge und Bindungsform wird vermutlich das Endprodukt der Zersetzung abhängen. Es wäre also zu schließen:

Sowohl Kaolinverwitterung, wie tonige Verwitterung entstehen durch die Einwirkung von $CO_2$.

Wahrscheinlicher Weise entsteht bei Einwirkung von $CO_2$ in Gasform oder im status nascendi, d. h. auch da, wo sie etwa aus mechanischer Absorption durch Temperatur- oder Druckveränderung aus wässerigen Lösungen oder beim Zusammentreffen dieser mit anders gearteten Lösungen befreit wird, Kaolin, bei der Einwirkung auf das Feldspatmolekül, etwa unter Abscheidung eines Ka-Natronsilikates. Bei Einwirkung von neutralen oder sauren Lösungen kohlensaurer Salze findet dagegen ein weniger energischer Austausch der KNa-Verbindungen und damit die Entstehung anders zusammengesetzter Al-Hydrosilikate statt.

Bei dieser Annahme würde die Tatsache ihre einfache Erklärung finden, daß unzweifelhaft Kaolin gelegentlich auch da vorkommt, wo postvulkane Exhalationen füglich nicht angenommen werden können, oder erklärlich erscheinen. Das Wesen der Bildung aller dieser Feldspat-Umwandlungsprodukte scheint mir demnach das Vorhandensein und die Einwirkung von $CO_2$ auf das Feldspatmolekül zu sein. Entsprechend, wenn auch durch die Gegenwart von Metallverbindungen (bes. Fe und Mn) kom-

pliziert, wird die Zersetzung der anderen Gesteinsgemengteile Biotit, Muscovit, Hornblende, Augit in unseren Klimaten sich vollziehen, eingeleitet, und bewirkt durch die $CO_2$. Daß daneben noch andere Zersetzungsvorgänge stattfinden, die eben dann auch andere Zersetzungsprodukte liefern werden, die ihrerseits dann auch gelegentlich Ton und Lehm mit zusammensetzen, ist durchaus wahrscheinlich, aber über ihren Umfang und ihre Bedeutung und die Art, wie sie sich vollziehen, ist es z. Z. noch nicht möglich, völlige Klarheit zu gewinnen. Es mag hier nur auf die Vorgänge der Serpentinisierung, Muscovitisierung, Chloritisierung usw. hingewiesen werden, auf die näher einzugehen hier nicht beabsichtigt ist. Von besonderer Wichtigkeit bleibt jedenfalls der Schluß aus den vorhergehenden Ausführungen:

Silikat-Zersetzungsvorgänge in Gegenwart von freier $CO_2$ ergeben Kaolin, bei Gegenwart von gebundener $CO_2$ (in Form von Salzen) ergeben andere (tonige) Al-Hydrosilikate.

Für die Verwitterung im Tropenklima können wir aus dem Gesagten folgern, daß entsprechende Zersetzungsprodukte wie in gemäßigten Breiten sich ebenfalls dort, und zwar überall da bilden werden, wo $CO_2$ oder kohlensaure Salze neben Wasser reichlich vorhanden sind. In gleicher Weise wird hier durch pneumatolitische Vorgänge Kaolin und auch bei Zirkulation $CO_2$-haltiger Salzlösung Ton entstehen, bei der Menge der vorhandenen $CO_2$ und den günstigen Temperaturverhältnissen, wird diese Zersetzung sich naturgemäß noch leichter und schneller und in größerem Maßstabe vollziehen als bei uns.

Wenden wir uns nunmehr zu einer anderen Verwitterungsart der Feldspäte, der bauxitischen Verwitterung. Bei dieser entstehen bekanntlich schließlich nicht Al-Hydro-Silikate, sondern kieselsäurefreie Al-Hydrate (von den Verunreinigungen abgesehen!).

Hinsichtlich der Entstehung dieser Verwitterungsprodukte sind in der Hauptsache zwei verschiedene Theorieen aufgestellt worden.

Eine Anzahl von Forschern war geneigt, der Einwirkung von Chlor und Schwefelsäure haltenden Gasen und Dämpfen diese eigenartige Umwandlung des Feldspatmoleküls zuzuschreiben. Während Liebrich (**69**, 97) nachwies, daß bei der Bauxitbildung Al-Hydrat in Lösung geht und sich später als Hydrargillit in Konkretionen wieder ausscheidet, ohne daß er die Bedingungen dieser Vorgänge feststellen konnte, vermutete Köbrich (**70**, 25) gewisse Beziehungen postvulkanischer Wasser- und Gaseffusionen zu dem Prozeß der Bauxitisierung des Basaltes und wies auf die Hypothese Davilla's (**71**) hin, wonach der Absatz von Tonerde- und Eisenoxydhydrat unter Mitwirkung von Salzlösungen und Kohlensäure vor sich gehen würde, etwa nach der Formel:

$$Al_2Si_2O_7 + 6\,NaCl = Al_2Cl_6 + Na_6Si_2O_7$$

$$Al_2Cl_6 + 3\,CaCO_3 + 3\,H_2O = 3\,CaCl_2 + 3\,CO_2 + Al_2(OH)_6.$$

Von Du Bois (Min. u. petrogr. Mitteilungen 22. 1902. S. 19) ist für einen Laterit-Bauxit von Surinam ebenfalls die Mitwirkung von $H_2SO_4$ bei seiner Entstehung als wahrscheinlich bezeichnet worden. Die aus Eisenkies des Ursprungsgesteins entstandene $H_2SO_4$ sollte hierbei Al-Sulfat bilden, aus dessen Lösungen dann Alkalien die Tonerde als Hydrargillit ausscheiden würden. Bauer bemerkt (**64**, 61) hierzu: „Die Laterit-Bildung selber, die Umwandlung tonerdehaltiger Mineralien und Gesteine in Hydrargillit ist aber sicher nicht auf die Wirkung der Schwefelsäure zurückzuführen, wie es Du Bois tut. Diese würde ja auch die Tonerde auflösen und die Gesteinsstruktur vollkommen zerstören.“ Man wird diesen Ausführungen B's. beipflichten müssen, wenn man bei dem Vorgange etwa an das Vorhandensein freier $H_2SO_4$ denken sollte. Zirkulieren nun aber Sulfatlösungen der Alkalien oder Alkalischen Erden, so könnte man sich sehr wohl eine allmähliche Umsetzung intermediär gebildeter Aluminiumhydrosilikate (die sich ja unter Umständen ebenfalls ohne Zerstörung der Gesteinsstruktur an Stelle der Feldspäte setzen) in Hydrargillit ohne Zerstörung der Gesteinsstruktur nach Ana-

logie der Entstehung von Pseudomorphosen vorstellen, also ganz wie bei dem von Bauer zum Vergleich herangezogenen Beispiel der Serpentinisierung würde sich Hydrargillit einmal durch direkte Mineralumsetzung, dann aber auch auf Klüften und Spalten oder in Form von Konkretionen aus wässerigen Lösungen, beim Zusammentreffen dieser mit andersgearteten Lösungen bilden können.

An sich würde also dieser Auffassung, namentlich wenn man eben an die Einwirkung von Salzlösungen (etwa Chloriden oder Sulfaten), nicht die freier Säuredämpfe denkt, sehr wohl zugestimmt werden können[1]).

Auch die Schwierigkeit, die E. Kaiser (**67**, 27) z. B. für das Auftreten von chlor- oder schwefelsäurehaltigen Lösungen (Salzlösungen) an einzelnen Punkten, an denen bauxitische Verwitterung sich nachweisen läßt, etwa im Rheinischen Schiefergebirge, findet, ist kaum vorhanden, denn es ist nicht ersichtlich, weshalb schwefelsaure Salze oder Chloride nicht auch gelegentlich (man denke nur an Soolquellen, Bitterwasser, Eisenkieszersetzungsprodukte usw.) in erheblichen Mengen abseits postvulkanischer Exhalationen zirkulieren und unabhängig von jenen auf die Gesteinszersetzung, besonders der Silikate, und in ganz anderem Sinne, einwirken sollten, als die entsprechenden kohlensauren Salze der Alkalien und alkalischen Erden.

Nach den Ausführungen E. Kaiser's (**67**, 17—26), der hauptsächlich der oben erwähnten Schwierigkeit Rechnung tragen wollte, wäre im Gegensatz zur vorigen Theorie vielmehr anzunehmen, daß sich bei der Bauxit-Verwitterung zunächst ebenfalls erst als Zwischenprodukte gewisse, nach ihrer Zusammensetzung vorläufig nicht feststellbare amorphe Al-Hydrosilikate, also ganz wie bei der tonigen Verwitterung unserer Breiten bilden sollen, aus denen durch Alkali-Lösungen die

---

[1]) Vergleiche hierzu auch die Arbeiten Hornung's über Halurgometamophose, Zeitschr. der D. Geol. Gesellsch. 1904, auf die ich leider erst nach Beendigung der Drucklegung aufmerksam wurde, weshalb ich mich hier mit diesem Hinweis begnügen muß.

Hydroxyde durch Fortführung der $SiO_2$ entständen. Diesbezüg- sagt Kaiser (**67**, 27) wörtlich:

„Während das Auftreten von chlor- oder schwefelsäurehaltigen Lösungen an den einzelnen Punkten Schwierigkeiten verursacht, ist das von Alkalilösungen, sei es in der Form eines Carbonates, Silikates oder auch vielleicht Hydrates, namentlich aber auf den Sprüngen des Rheinischen Schiefergebirges gegeben.“

Es ist danach anzunehmen[1]), daß K. unter Alkali-Lösungen ganz allgemein alkalisch reagierende Salzlösungen, z. B. auch der alkalischen Erden, der Tonerde usw. verstanden wissen will.

Er stützt sich bei seiner Annahme auf die Untersuchungen von Lemberg (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1883. 35. S. 537 ff. und 1887. 39. S. 539 ff., sowie 1888. 40. S. 625 ff.).

Es soll hier nicht weiter erörtert werden, welcher von den beiden angeführten Theorien für die Bauxitentstehung der Vorzug zu geben sein wird, ein Beweis wird auch meines Erachtens nur durch entsprechende exakte Laboratoriumsversuche zu erbringen möglich sein.

Wenn wir nun mit Bauer annehmen wollen, daß die Lateritverwitterung analog der Bauxitverwitterung sich vollzieht, so würde auch für erstere die Möglichkeit des Verlaufes der chemischen Vorgänge nach einer der erwähnten Theorien vorhanden sein.

Betrachten wir zunächst die ersterwähnte Theorie in Rücksicht auf die besonderen Verhältnisse tropischer Verwitterung, so wäre freilich kaum ersichtlich, wie gerade unter tropischen Klimabedingungen etwa Chloride oder Sulfate in solchen Mengen sich bilden und finden sollten, daß so allgemein verbreitete Gesteins-Zersetzungsvorgänge durch sie hervorgerufen werden soll-

---

[1]) Bei der Annahme, daß nur Lösungen der Salze der Alkalien die bauxitische Umsetzung bewirken könnten, wäre nicht einzusehen, weshalb diese dann nicht überall da vorsichgehen sollte, wo Feldspäte in Kaolin oder Ton umgesetzt werden, denn gerade in Folge dieser Zersetzung werden solche Salze der Alkalien in großer Menge in Lösung gehen, also auch im Gestein zirkulieren.

ten. Nun könnte man aber sehr wohl annehmen, daß ähnlich wie Chloride und Sulfate sich auch Salze der Stickstoffsäuren verhalten könnten[1]) und solche Salze werden voraussichtlich infolge der vielfachen elektrischen Entladungen in der Gewitterzeit sich in erheblichen Mengen zu bilden vermögen.

Wie bereits erwähnt, nimmt man für das Gewitterregenwasser der Tropen einen hohen Gehalt an Salpetersäure oder Saleptrigersäure an. Es läßt sich nicht leugnen, daß die früher erwähnten Feststellungen hierüber (**59**, 802) recht unzulänglich sind, und es gewinnt zweifellos in Rücksicht hierauf, wie übrigens auch Passarge (**56a**, 675) hervorhob, eine möglichst genaue und umfangreiche Bestimmung der im Wasser tropischer Gewitterregen enthaltenen Stickstoffverbindungen eine erhöhte Bedeutung. Die bereits erwähnten Beobachtungen über die elektrischen Entladungen bei Tropengewittern lassen indessen vermuten, daß die Bildung solcher Stickstoffverbindungen wohl so erheblich sein könnte, daß sie wesentlichen Einfluß auf die Gesteinsumwandlung auszuüben im Stande wäre.

Wohltmann (**72**, 10) berechnet z. B. die Menge des dem Tropenboden pro Hektar und Jahr durch Gewitterregenwässer zugeführten Stickstoffes auf 40—50 kg, während sie in unseren Breiten etwa 12 kg beträgt. Da W. dieser Berechnung etwa 70—200 Gewitterregentage in den Tropen gegen 18 bei uns zu Grunde legt, so würde selbst unter der Annahme, daß ein Gewitterregentag der Tropen in dieser Hinsicht gleich einem solchen in unseren Breiten zu setzen sei, die Stickstoffmenge dort sogar 4—11 mal so viel als bei uns betragen. Es wäre aber zu berücksichtigen, daß tropische Gewitter, wie z. B. auch meine früher angeführten Beobachtungen über die Zahl der elektrischen Entladungen beweisen, in Bezug auf Zahl und Intensität dieser bei weitem unsere Gewitter übertreffen. Danach würde sehr wohl in der Menge der in den Tropen für

[1]) Es würde eben dann bei dieser Art der Zersetzung in erster Linie auf das stärker oder in anderer Weise wirkende Säureradikal ankommen, als es bei den kohlensauren Salzen, also bei der Kaolin- und Tonverwitterung zur Wirkung gelangt.

die Gesteinsumwandlung wirksam werdenden Stickstoffverbindungen eine Erklärung für die Eigenart der Tropenverwitterung begründet sein können. Vielleicht könnte man auch in dem Umstand, den Wohltmann (73, 74) aber auch andere Forscher (z. B. Ramann. Bodenkunde. Berlin 1905) erwähnen, daß Tropenböden im allgemeinen, besonders aber die tonerde- und eisenreichen alten Lateritböden eine besonders hohe Aufnahmefähigkeit für Stickstoff[1]) zeigen, und hohe Stickstoffgehalte aufweisen, eine Begründung dafür sehen, daß tatsächlich im Tropenklima den Stickstoffverbindungen auch hinsichtlich der Gesteinsumsetzung eine besondere Rolle zuzuschreiben sein könnte.

Wenn also, was allerdings noch durch entsprechende Laboratoriumsversuche zu bestätigen bliebe, eine Umsetzung der Silikate etwa nach der erwähnten Annahme Davilla's möglich wäre, so könnte man wohl annehmen, daß im Falle der Entstehung des Bauxites etwa Chloride und Sulfate im Falle des Laterits Salze der Stickstoffsäuren, beide Male unter Mitwirkung kohlensaurer Salze, deren Gegenwart ja leicht zu erklären wäre, die Umsetzung der Feldspate (und ähnlich anderer Silikate) bewirken würde. Damit wäre auch zugleich eine hinreichende Erklärung des später näher zu erörternden Verhaltens der Eisenverbindungen und der Tatsache gegeben, daß sich im Bauxit und im Laterit sowohl konkretionäre Al-Hydrat(Gibbsit)-Bildungen als auch unmittelbare Umsetzungen der Silikate (Pseudomorphosen) nachweisen lassen.

Nach Kaiser's Theorie müßten wir für die tropische Verwitterung das Vorhandensein alkalischer Lösungen annehmen, was gerade in Hinsicht auf die höhere Säurebildung infolge der elektrischen Entladungen Schwierigkeiten verursachen würde. Es ist ja zweifelsohne anzunehmen, daß durch die Zersetzung der in größerer Menge in den Tropen vorhandenen vegetabilischen Produkte und die günstigeren Zersetzungsbedingungen auch entsprechend größere Mengen von Ammoniak entstehen werden,

---

[1]) Vergl. hierzu und bezüglich der Erklärung dieser Eigentümlichkeit Teil XIII.

aber ebenso wird die Menge der entbundenen Kohlensäure größer sein und demnach eine Bindung des etwa entstehenden Ammoniaks alsbald erfolgen. Es muß zugegeben werden, daß die Entstehung alkalischer Gesteinszersetzungsprodukte vielleicht erklärt werden könnte, wenn man den Wechsel von Regen- und Trockenzeit im Tropenklima berücksichtigt und zweifelsohne liegt auch darin eine der hauptsächlichsten Sonderbarkeiten tropischen Klimas. Man könnte sich wohl denken, daß neutrale Salze, z. B. der Kohlensäure, die sich etwa während der Regenzeit gebildet hatten, sich infolge der andauernden Einwirkung von Hitze und Trockenheit in der Trockenzeit in alkalische Salze + Kohlensäure spalten könnten, etwa, um ein möglichst einfaches Beispiel zu wählen, nach der Formel für die Ätzkalkdarstellung $CaCO_3 = CaO + CO_2$ und daß dann die so entstehenden alkalischen Lösungen bei eintretendem Regen in der von Kaiser angenommenen Weise einwirken könnten. Man wird aber bedenken müssen, daß voraussichtlich ein solcher Vorgang der Bildung alkalischer Salze, wenn überhaupt bei diesen Temperaturen anzunehmen, nur auf die obersten Bodenschichten (wo ja allerdings, wie erwähnt, bis 84° C herrschen können) beschränkt bleiben würde. Außerdem ist zu bedenken, daß weder bei der Bauxitbildung bisher ein Zusammenhang dieser etwa mit der Zirkulation alkalischer Wässer, noch in den Tropen das Vorhandensein einer dauernden oder zeitweiligen Alkalität des Bodens nachgewiesen oder beobachtet worden ist und daß es kaum anzunehmen sein dürfte, daß ein solcher wichtiger Zusammenhang bisher unbeobachtet geblieben wäre. Andererseits kann nicht verkannt werden, daß die Theorie Kaiser's den Vorzug hat, die chemischen Vorgänge in der einfachsten Weise zu erklären.

Nach alledem werden erst weitere Beobachtungen chemischer Natur hinsichtlich der Berechtigung dieser Theorieen Klarheit schaffen können und es soll deshalb nicht weiter auf das Für und Wieder eingegangen werden, sondern nur festgestellt werden, daß tatsächlich unter den Einwirkungen tropischen

Klimas, d. h. bei der zeitweilig vorhandenen überaus großen Menge von Lösungsmitteln, dem gänzlichen Fehlen desselben in einem anderen langen Zeitraum, der Menge der durch elektrische Entladungen entwickelten Stickstoffverbindungen, genügend Bedingungen für eine ganz anders als bei uns geartete Gesteinszersetzung vorliegen dürften. Ob diese nach einer der angeführten, oder vielleicht auch in noch ganz anderer Weise verläuft, dies zu entscheiden muß jedenfalls der Arbeit des Chemikers vorbehalten bleiben, und es wäre mit Freuden zu begrüßen, wenn etwa auch die vorstehenden Zeilen dazu beitragen würden, durch exakte chemische Untersuchungen bezüglich dieser Fragen Klarheit zu schaffen.

Wir haben bisher von den lateritischen Zersetzungsvorgängen, abgesehen von dem Verhalten und Verbleib von Quarz, Titaneisen (Magneteisen), Alkalien, Alkalischen Erden uns im Wesentlichen mit dem Verhalten der Tonerdesilikate beschäftigt, weil sie die Hauptrolle in den eluvialen Lateriten spielen, die Bauer sehr verständlicherweise zum Ausgang seiner bedeutungsvollen chemischen Untersuchungen wählte, da aus ihnen allein Schlußfolgerungen von so weittragender Bedeutung für die Entstehung der Laterite erwartet werden konnten.

Nun bilden aber die eluvialen Laterite nur einen Bruchteil aller Laterite, ja sie wurden, wie dies aus den historischen Erörterungen hervorgeht, erst viel später als die ursprünglichen Gesteinsumwandlungsprodukte bei Bildung der Laterite überhaupt erkannt. Bekanntlich wurden sie zeitweilig unter dem Namen „Lithomarge" durch die indischen Geologen von dem Laterit abgetrennt, denn letzterer ist, meist im Gegensatz zu dem eluvialen Laterit, sehr eisenreich. Man wird also das Verhalten des Eisens (und Mangans) bei der Lateritisierung als mindestens gleich wichtig bei der Lösung des Lateritproblems auffassen müssen. Von einer ganzen Reihe von Forschern, besonders von Passarge (**56a**) und Wohltmann (**73, 74**) ist das Verhalten der Eisenverbindungen hingegen wieder als das allein für das Lateritproblem Maßgebende erachtet worden. Dies haben aber die Untersuchungen Bauer's

als irrig erwiesen. Das eigenartige Verhalten beider Reihen, der Al-Verbindungen, sowie der Fe-Verbindungen unter den besonderen Bedingungen tropischer Verwitterung bedingen eben die Entstehung des Produktes, des Laterits. Im Folgenden wollen wir uns daher mit dem Verhalten der Eisenverbindungen eingehender beschäftigen.

Gegenüber dem Verhalten der Eisenverbindungen in unseren Klimaten zeigen diese in den Tropen eine Neigung zur besonders leichten und schnellen Oxydation, die von allen Forschern beobachtet worden ist, so daß sie eben vielen als der eigentliche und für die Lateritbildung bestimmende Vorgang erschien (vergl. **56a**), besonders da sie ja auch am auffälligsten durch die mit der Lateritbildung verknüpfte lebhafte Färbung der Fe- und Mn-haltigen Zersetzungsprodukte äußerlich in die Erscheinung tritt.

Während in unseren Breiten die Hauptmenge der bei der Verwitterung der Gesteine gelösten Eisenverbindungen in Form von Oxydullösungen in die Tiefe sinkt, um erst dort beim Zusammentreffen mit anderen Lösungen Umsetzungen und Ausscheidung zu erfahren, werden in den Tropen die Eisenverbindungen vielleicht infolge des Gehaltes des Gewitterregenwassers an salpetriger Säure oder sonstiger Oxydationsvorgänge (Sauerstoffentw. der Vegetation, Ozongehalt der Luft) energisch oxydiert und bereits in den obersten Gesteinsschichten zur Abscheidung als Hydroxyde gebracht. Bezüglich der chemischen Vorgänge, die eine solche Abscheidung bewirken, kann auf die analogen Ausführungen über die Zersetzung der Tonerdeverbindungen und die gelegentlich analogen Vorgänge in unseren Breiten verwiesen werden. Unter den Mineralien kennen wir mehrere wohl charakterisierte Hydroxyde von ganz verschiedener Zusammensetzung, wie

Xanthosiderit $Fe_2O_3$, 2 $H_2O$,
Limonit 2 $Fe_2O_3$, 3 $H_2O$,
Göthit $Fe_2O_3$, $H_2O$ und
Turgit 2 $Fe_2O_3$, $H_2O$,

und es scheint, daß noch eine ganze Reihe von vielleicht amorphen Zwischengliedern verschiedener stöchiometrischer Formeln zwischen diesen vorhanden sind. Auch bei der Bildung der Laterite entstehen, wie es scheint, eine ganze Reihe solcher durch verschiedenen Wassergehalt sich unterscheidender Hydroxyde, die leicht ineinander übergehen und eine gewisse „Beweglichkeit" der Eisenverbindungen bedingen, wie sie Passarge (**56a**) hervorhob[1]). Schon in der Farbe machen sich diese, vom hellen Gelb bis zu tiefem Braun wechselnd bemerkbar. Ihr Übergang in einander scheint lediglich von dem größeren oder geringeren Grade der vorhandenen Feuchtigkeit und der Temperatur abzuhängen. Bei längerer Trockenheit und hoher Temperatur gehen sie schließlich unter Verlust allen Wassers in das rote Oxyd oder sehr wasserarme, diesem nahe stehende Hydroxyde (die z. B. auch schon roten Strich zeigen) über. Während die Hydroxyde sich einerseits bei Trockenheit in wasserärmere Hydroxyde umwandeln, bei Feuchtigkeit in wasserreichere Hydroxyde wieder rückwandeln können, ist das $Fe_2O_3$ der weiteren Zersetzung oder Wiederauflösung unzugänglich. Solange das Fe noch in der Form der Hydrate vorhanden ist, wird es leicht wieder gelöst und fortgeführt und wie es scheint, mit Vorliebe, sei es infolge gewisser katalytischer Vorgänge oder infolge von Massenwirkungen an der Oberfläche schon vorhandener wasserärmerer Fe-Hydrate oder Fe-Oxydbildungen abgeschieden, und leicht ebenfalls in solche übergeführt. So entstehen die für die Oberflächenlaterite so bezeichnenden glaskopfartigen Eisenrinden- und Krustenbildungen, sowie die Auskleidungen der Hohlräume und Röhrenformen der porigen und schlackigen Oberflächen- oder Zellenlaterite. Damit hängt ferner offenbar zusammen die von so vielen Forschern beobachtete Eisenkonkretionsbildung in den Lateriten. Ein ganz ähnliches Verhalten der Eisenverbindungen ist z. B. auch bei der Bildung der roten Schutzrinden der Wüstenverwitterung beobachtet worden.

---

[1]) Fe-Hydrosilikate, etwa analog den hypothetischen Al-Hydrosilikaten sind bisher nicht bekannt!

So stellt Joh. Walther (**66**, 22—23) über die braune Schutzrindenbildung der Gesteine in der Wüste nach Beobachtungen Sickenbergers und in Ergänzung seiner hierauf bezüglichen Ausführungen in: „Die Denudation in der Wüste" fest: „Die gelben Strich gebende Rinde ist in der Regel der Anfang der Schutzrindenbildung und die rote Eisenoxydrinde entsteht stets durch Wasserverlust aus dieser, doch kann man die Eisenoxydrinde durch Feuchtigkeit wieder in hydratisierte Rinde verwandeln, so daß sie gelben Strich gibt. Dieser Vorgang kann mit dem Feuchtigkeitsgrade der Luft wiederholt umgewechselt werden."

Ähnliche Beobachtungen konnte ich auch für das Verhalten der Hydrate im Tropenklima anstellen, nur scheint mir, wie ausgeführt, eine Rückwandlung in wasserreichere Hydrate nur dann noch möglich zu sein und einzutreten, wenn noch nicht das wasserfreie $Fe_2O_3$[1]), sondern ein sehr wasserarmes Hydrat (das dann übrigens auch schon rötlichen bis tiefroten Strich zeigt) vorhanden ist, und zwar scheint die Schwierigkeit der Rückwandlung und Wiederaufnahme von Wasser mit von dem Grade des vorangegangenen Wasserverlustes abhängig zu sein.

Passarge (**56a**) hat das Vorhandensein zweier verschiedener Fe-Oxydhydrate, oder Hydratreihen, der roten und der gelben angenommen und, wie erwähnt, eine gewisse Beweglichkeit der Eisenverbindungen beobachtet und in ihrem Verhalten die Erklärung der Lateritbildung geglaubt suchen zu sollen. Er trennte z. B. die Roterden oder „red soils" von den Lateriten mit zelligen Eisenkonkretionen. Hierüber sagt er (**56a**, 675) wörtlich: „Demnach möchte ich, entsprechend der Einteilung Wohltmann's, die roten Böden ohne Konkretionen als Roterden oder „red soils" den roten Böden mit Konkretionen als Laterit gegenüberstellen", und er nahm für die Roterden an, daß das Fe in

---

[1]) Daß wirklich wasserfreies $Fe_2O_3$ an der Zusammensetzung namentlich der zelligen und porigen Laterite teilnimmt, wird einmal bewiesen durch die häufige Bildung lateritischer Roteisensteine (besonders Basaltlaterite), dann aber lassen auch z. B. die Analysen Pisani's (**76**) darauf schließen.

ihnen in Form von gelben Hydraten vorhanden sei, die durch Austrocknung in Hydrate mit wenig $H_2O$ z. B. Hydrohämatit übergehen, während die zelligen Konkretionen aus roten Hydraten bestehen.

Demgegenüber muß festgestellt werden, daß die gelben Fe-Oxydhydrate offenbar nicht von den roten Hydraten zu trennen sind, sondern, vielmehr, wie betont, leicht durch verschiedene Zwischenglieder, die übrigens auch durch entsprechende Übergangsfarben gekennzeichnet sind, in einander durch Wasserverlust übergehen, so daß ein gelbes Hydrat das eine wasserreichste, das wasserfreie $Fe_2O_3$ das andere Endglied einer fortlaufenden Reihe von Fe-Oxydhydraten bildet, die durch Wasseraufnahme oder Abgabe in einander überzugehen vermögen. Ist jedoch einmal alles Wasser verloren und das Hydrat in das wasserfreie Oxyd übergegangen, so ist aus dem labilen ein stabiler Zustand der Fe-Verbindung geworden. Bei dieser Annahme, die, wie ich noch später zeigen werde, auch noch in gewissen Beobachtungen ihre Stütze findet, erklärt sich auch das verschiedene Verhalten und das Zusammenvorkommen von roten Böden und zelligen Konkretionen (Lateriten) unter gleichen Verwitterungsbedingungen.

Passarge sagt hierüber (**56a**, 675): „Warum sich Roterden und Laterit in einem Lande, bei gleichem Klima, nebeneinander finden, dürfte durch die Beschaffenheit des Muttergesteins bedingt sein. Jedoch können wir uns noch kein Bild davon machen“[1]).

In der Tat ist, wie ich ebenfalls annehmen möchte, die Zusammensetzung des Muttergesteins hierbei das Maßgebende. Ist das Gestein reich an Fe, so entstehen bei Lateritverwitterung Zersetzungsprodukte, die viel wasserreiche Hydrate enthalten und in denen die Aluminium-Zersetzungsprodukte und der Quarz eine untergeordnete Rolle spielen. Die Menge dieser Verbindungen und ihre Labilität veranlaßt Konkretionsbildungen, bevor sie durch Austrocknung in den stabilen Zustand des $Fe_2O_3$ über-

[1]) Vergl. auch **75**, 162.

geführt werden. Der Zustand völliger Austrocknung müßte sehr lange andauern, oder würde sehr hohe Temperaturgrade erfordern, um bis zur völligen Umwandlung auch der innersten Konkretionsteile in $Fe_2O_3$ sich fortzusetzen. Anders bei den roten Böden. Hier war der Fe-Gehalt des Gesteins von Anfang an gering, gegenüber dem Gehalt an Quarz und Tonerdeverbindungen und demgemäß auch die Ausscheidung der gelben oder roten Oxydhydrate beschränkt. Diese geringen Mengen erleiden viel eher den Übergang zu $Fe_2O_3$, da die Tonerdehydrate, wie es scheint, eine noch größere Fähigkeit besitzen, sich der Wasserabgabe zu widersetzen, so daß gerade auch bei dem gemeinsamen Vorkommen der Tonerdehydrate und Eisenoxydhydrate und dem Überwiegen ersterer, ein schnellerer Übergang der geringen Mengen Eisenhydratverbindungen in $Fe_2O_3$ zumal bei feiner Verteilung begünstigt wird. Bezüglich dieses Verhaltens der Al-Verbindung sagt z. B. auch Holland (**63**, 68): „Aluminic oxyde thus shows a greater affinity for water than ferric oxide does.“ Daß dann in den roten Böden keine Konkretionsbildung der Fe-Verbindungen mehr stattfindet, ist nach dem Gesagten ohne weiteres erklärlich. Hervorzuheben ist aber, daß auch sehr geringe Mengen von Fe, wenn sie eben als $Fe_2O_3$ vorhanden sind, schon dem ganzen Boden oder Gestein eine tiefrote oder mindestens deutlich rote Farbe[1]) verleihen. Als Beweis führe ich die Analyse[2]) eines dunkel ziegelroten erdigen Gesteins von Bali an, aus dessen Aussehen man sicher auf einen hohen Fe-Gehalt geschlossen haben würde, allerdings deutet das Gewicht sofort auf die Täuschung durch die Färbung hin: $SiO_2 = 5{,}92$ Fe: 3,42 Mn 0,13 $MgO = 0{,}17$, der Rest war Al-Hydrat.

Zusammenfassend möchte ich also schließen:

1. Sowohl Roterden als zellige Konkretionsbildungen der Tropen sind Lateritbildungen, deren Verschiedenheit ledig-

[1]) In diesem Zusammenhange wäre auch an die bekannte Rotfärbung vieler eisenarmer Gesteine, z. B. des Rotliegenden und des Buntsandsteins, zu erinnern.

[2]) Über die Herkunft der Analyse vergl. S. 145.

lich auf der Verschiedenheit der Zusammensetzung des Ursprungsgesteins beruht.

2. In den Roterden ist das Fe vollständig in dem stabilen Zustand des $Fe_2O_3$, in den zelligen Lateritbildungen, zumeist in dem labilen Zustande der Oxydhydrate vorhanden.

Dem scheint zu widersprechen, daß tatsächlich die Roterden bisweilen sehr Fe-reich sind, und es bliebe in diesem Falle das Fehlen von Konkretionsbildung und wasserhaltigen Fe-Oxydhydraten zu erklären. Solche Fe-reiche rote Böden sind aber lediglich das Produkt, der Rückstand sehr langanhaltender Verwitterung, d. h. Auslaugung. Nehmen wir z. B. an, daß zunächst eine Fe-arme rote Erde etwa im wesentlichen von der Zusammensetzung 30 v. H. $SiO_2$ (als Sand), 5 v. H. $Fe_2O_3$ und der Rest als Hydratformen des Al vorhanden sei, so wird die weitere Verwitterung in einer Auslaugung der Tonerdehydrate bestehen und demgemäß sich $Fe_2O_3$ und Quarz prozentual anreichern. Dies ist ein natürlicher Vorgang, wie er künstlich bekanntlich bei der Verarbeitung der Bauxite zur Anwendung gelangt. Ganz allgemein werden wir also schließen können: Eisenreiche rote Erden („red soils") sind das Produkt sehr fortgeschrittener oder sehr lang andauernder oder sehr intensiver lateritischer Verwitterung eisenarmer Gesteine, und zellige oder konkretionäre Lateritbildungen sind das Produkt sehr fortgeschrittener oder sehr intensiver lateritischer Verwitterung eisenreicher Gesteine. Notwendig ist nun aber noch hervorzuheben, welche maßgebende und bedeutungsvolle Rolle bei der lateritischen Verwitterung und dem hauptsächlich dafür charakteristischen Verhalten der Fe- und Al-Verbindungen der Wechsel von sehr niederschlagsreichen und regenlosen Zeitabschnitten spielt, der ja den meisten Tropengegenden eigentümlich ist. In der regenreichen Zeit wird im allgemeinen eine Rückwandlung der wasserarmen Oxydhydrate in wasserreichere stattfinden, soweit sie nicht bereits in der vorhergehenden Trockenzeit in Oxyde übergeführt

wurden. In der Trockenzeit folgt dann der umgekehrte Prozeß und die Überführung neuer Mengen von Hydrat in wasserarmes Oxydhydrat oder wasserfreies Oxyd, und zwar scheint der Wasserverlust der Hydrate die Rückbildung wasserreicherer Hydrate zu übertreffen, so daß ständig ein gewisser Teil der Hydrate in Oxyd übergeführt wird.

Daß, wie Passarge (**56a**, 671) hervorhebt, das Verbreitungsgebiet der Roterden nicht bloß die Tropen umfaßt, sondern auch die Subtropen und sogar das südliche Europa, ist demnach ganz verständlich, denn ihre Bildung hängt viel weniger von der höheren Temperatur als von der Verteilung bezw. einer gewissen Periodizität der Niederschlagsmengen im Verlaufe eines Jahres ab, die ja zwar im Wesentlichen auf die Tropen beschränkt sein wird, aber z. B. werden sich dauernd regenarme Gebiete auch außerhalb der Tropenzone ähnlich verhalten, umsomehr, da ihnen die Bedingungen, welche auf die Reduktion der Fe-Verbindungen hinwirken, z. B. die Vegetation, meist auch mangelt[1]). Also auch in solchen dauernd regenarmen oder periodisch regenlosen Landstrichen außerhalb der Tropenzone wird die Bildung von Roterden in der gedachten Weise erklärlich sein[2]).

Daß die indischen Lateritkonkretionsbildungen wesentlich von den afrikanischen verschieden seien, wie Passarge (**56a**, 72) annimmt, vermag ich aus den zahlreichen Beschreibungen gerade dieser indischen Laterittypen in der Literatur und meiner Beobachtungen in Kamerun nicht zu schließen. Diese scheinbaren Unterschiede, hauptsächlich durch das Hartwerden an der Luft und eine gewisse Glasurbildung der indischen Laterite bedingt, sind, wie es mir scheint, ebenfalls lediglich eine Folge der Zusammensetzung der Ursprungsgesteine. Sind diese, wie zumeist in Indien, sehr reich an Fe-haltigen Mineralien,

---

[1]) Hiermit scheint auch zugleich ein Hinweis auf die analogen Erscheinungen bei der Schutzrindenbildung der Gesteine im Wüstenklima gegeben.

[2]) Roterden werden also nicht immer notwendig durch lateritische Verwitterung der Tropen entstanden sein, sondern genau so wie Wüstenrindenbildungen von gewissen auch außerhalb der Tropen sich findenden Klimabedingungen abhängen werden sie sich auch in anderen Klimaten finden können.

wie im Trappgebiet, aus dem typisch zuerst die indischen Laterite beschrieben wurden, so vermehrt sich damit nach meinen Ausführungen die Neigung zur Konkretionsbildung. Besonders aber wirkt dazu noch ein Gehalt des Ursprungsgesteins an Mn mit. Im allgemeinen verhält sich das Mn ähnlich dem Fe, aber es zeigt, wie ja auch sonst aus seinem Verhalten bekannt ist, auch hier eine größere Neigung zur Konkretionsbildung und zur Wasseraufnahme und -Abgabe, so daß wir eine Vermehrung dieser Eigenschaften vom Al über Fe zu Mn annehmen können. Bei Anwesenheit von Mn im Ursprungsgestein habe ich beispielsweise in Kamerun mit Vorliebe jene typischen kugeligen Konkretionen angetroffen, die für gewisse Oberflächenbildungen dort geradezu charakteristisch sind und die auch in der indischen Laterit-Literatur so vielfach, allerdings wie es scheint, auch aus lediglich eisenreichen Lateriten als „nodular ferruginous rocks“ oder „iron kunkur“ (vergl. **6**, 273) „nodules“ oder „pisiform lateritic gravel“ (vergl. **11**) oder „small pisolitic nodules (vergl. **3**, 371) usw. beschrieben wurden. Eine Analyse[1]) solcher Mn-Kugel-Konkretionen aus dem Ossidinge-Bezirk ergab z. B. 28.59 $SiO_2$ (fast nur als Quarz); 11.89 Fe; 13.36 Mn; 0.01 CaO; 0.36 MgO; 0.199 P und Al nicht bestimmt. Solche Mn-Beimengungen sind dann natürlich auch von wesentlichem Einfluß auf die Färbung der Lateritbildungen, die dadurch häufig braun bis schwarz erscheinen und auch in Indien wird voraussichtlich die häufig dunkle und beim Austrocknen dunkler werdende Farbe gewisser Laterite wie in Kamerun mit einem größeren oder geringeren Mn-Gehalt des Ursprungsgesteins zusammenhängen, ebenso die Neigung zur Glasurbildung. Ein wesentlicher Unterschied für die Entstehungsbedingungen ist dafür nicht anzunehmen. Auch hinsichtlich des Erhärtens der Laterite an der Luft, offenbar durch Wasserverlust der Fe- und Mn-Hydrate und Übergang dieser in $Fe_2O_3$ und $Mn_2O_3$, die sich eben dann auch durch viel Feuchtigkeit nicht mehr zu Hydraten rückbilden und die so vielfach als geradezu charakteristisch für Oberflächenlaterite von den in-

[1]) Über die Herkunft der Analyse vergl. S. 145.

dischen Geologen angeführt werden, habe ich ganz analoge Beobachtungen in Kamerun machen können. Ich erwähnte bereits (was allerdings Passarge in Adamaua nicht beobachtete), daß in den von mir bereisten Teilen Kameruns (und in den altkrystallinen Südbezirken soll es noch viel allgemeiner Brauch sein) der Laterit in gleicher Weise zu Bauzwecken (Hausgrund und Verteidigungswällen und Mauern) verwandt wird als in Indien. In Kamerun wußten die Neger sogar sehr wohl, daß nur dann der Laterit wirklich fest und gegen Feuchtigkeit widerstandsfähig werde, so daß er eine Regenzeit überdauern könne, wenn sie ihn unmittelbar bei Beginn der Trockenzeit abstachen oder ausbrachen und ihn während der ganzen Trockenzeit der trocknenden Wirkung von Temperatur und Luft aussetzten. Mehrfach erklärten sie auf meine darauf bezüglichen Fragen, ein zu anderer Zeit gebautes Haus würde keine Regenzeit überdauern und sie könnten nur in dieser Zeit eine wirklich gute Hütte bauen, ebenso legten sie bei ihren Bauten mit Laterit großen Wert auf das Zusammenfügen der Blöcke in feuchtem, also weichem Zustande, und nicht etwa in bereits erhärtetem. In letzterem Falle hätten die Blöcke, wie sie meinten, keinen Zusammenhalt bekommen. Dies alles erläutert trefflich das Verhalten der Laterite, das z. B. Holland (**63**, 65) wie folgt für die indischen Vorkommen kennzeichnet: „Soft, yellow masses, freshly cut out with a spade, gradually become hard and deepen in colour, until they approach a reddishbrown. Every Public Works officer knows this, and feels with satisfaction that his bridges, built with laterite, strengthen with age[1].“

Die Eingeborenen Kameruns wissen z. B. auch gut aus der Erfahrung, daß ein im Boden eingebettet liegender Lateritblock, der so vor völligem Austrocknen geschützt ist, weich

[1]) Auf diese Erfahrungen der Engländer und der Eingeborenen (in Indien und Kamerun) mag hier besonders noch in Rücksicht auf die Bedeutung hingewiesen werden, die der Brücken- und Wegebau auch notwendig für die Wegeführung in unserer wasserreichen Kolonie Kamerun in Zukunft gewinnen wird. Aber auch sonst dürfte dieser Zusammenhang für die deutschen Verwaltungsbeamten der Kolonie wissenswert sein.

bleibt, ja, daß er noch nicht völlig ausgetrocknet und verhärtet, sehr leicht durch Wasseraufnahme wieder weich oder bröcklig wird, und benutzen diese Eigenschaft vielfach bei ihrer Verwendung zu Bauzwecken, indem sie etwa bereits an der Luft schwach getrocknete Stücke wieder mit Boden bedecken und anfeuchten und damit wieder erweichen und verwendungsfähig machen. Nie aber versuchten sie dies mit bereits bei früheren Bauten verwandten und eben bereits völlig erhärteten Stücken und erklärten mehrfach und verschiedenen Orts, diese seien ein zweites Mal zum Bauen nicht verwendbar, da sie sich nicht verbinden würden.

Diese Eigenschaft der Fe-Oxydhydrate, in das sehr beständige wasserfreie Oxyd überzugehen, offenbar wenigstens oberflächlich im Laufe einer einzigen Trockenzeit, konnte ich noch anderwärts beobachten. In einzelnen Flußläufen fanden sich Flußschotterbänke, die ihre Entstehung nur dem letzten Hochwasserstande verdanken konnten, und dennoch waren sie oberflächlich derart durch eine Eisenoxydrinde erhärtet, daß nur mit Hammer und Meißel Handstücke davon gewonnen werden konnten, die vollständig den Eindruck harter verfestigter Gesteine hervorriefen. In dieser Hinsicht war mir nach meiner Rückkehr zur Küste, also nach Ablauf einer Regen- und zweier Trockenzeiten, die Wiederbeobachtung einiger solcher Basaltkonglomeratbänke von besonderem Interesse, worüber ich bereits im Teil I berichtete, die ich vor meiner Abreise in einem kleinen Wasserlaufe nahe dem Meere und der „roten Wand“ der Kriegsschiffshafenbucht südlich Victoria mir bezeichnet, und z. T. vor der Abschwemmung durch aufgerollte Blöcke geschützt hatte. Ich fand die damals am Ausgang der Regenzeit noch ganz lockeren Konglomeratgebilde tatsächlich vollständig erhärtet und (wie auch bei anderen inzwischen beobachteten Vorkommen) in diesen harten deutlich erkennbaren Gesteinen noch Samen (kleine Nüsse und Kapseln) der umstehenden Urwaldbäume eingeschlossen. In diesem Falle war sogar die Erhärtung schon bis zu erheblicher Tiefe (bes. an einer Lichtung des Urwaldes) fortgeschritten und eine ganze Reihe anderer

vollständig erhärteter Konglomerate bildete vielfach den Untergrund des kleinen Wasserlaufes, sie mochten vielleicht ältere verfestigte Schotteranhäufungen darstellen. Im Ossidingebezirk hatte ich dann, wie früher erwähnt, die eigenartige Erscheinung fast vegetationsloser oder nur mit eigenartiger und spärlicher Sumpfvegetation bedeckter Sandsteinflächen mitten im üppigsten Urwalde beobachtet. Hierfür war ebenfalls die Bildung einer außerordentlich harten und selbst für die Pflanzenwurzeln undurchdringbaren roten Eisenoxydschutzrinde auf dem fast nur aus Quarzteilchen bestehenden und mit Quarzsubstanz verkitteten Sandstein (wie es scheint, eines gewissen bestimmt zusammengesetzten Sandsteinhorizontes) die Veranlassung. Die auf den geneigten Sandsteinflächen in der Regenzeit reichlich herabrieselnden Wasser hatten offenbar Fe-Verbindungen mitgebracht, oder auch schließlich durch Auflösung der ganz geringen Mengen von Fe-haltigen Mineralien des Sandsteins Fe-Hydroxyd zur Ausscheidung gebracht und diese dünne Schicht war in der nächsten Trockenzeit sofort in die erwähnte Oxydrinde verwandelt worden, die nunmehr als Schutzschicht gegen die weitere Verwitterung des Sandsteins wirkte. Ganz charakteristisch verschieden war der Vorgang der Verwitterung unweit davon in Sandsteinschichten, die reicher mit Tonerde und Fe-haltigen Silikaten durchsetzt waren, hier fand eine deutliche Konzentration der Eisenhydrate, ihre Ausscheidung auf den Sprüngen und Rissen als Brauneisenstein und eine, mit der größeren Verwitterung fortschreitende, deutliche Färbung der Sandsteine statt und auch diese wurden, anfangs sehr weich und bröckelig, nach völligem Verlust der Bergfeuchtigkeit und nach längerem Liegen unter dem Einfluß der Tropensonne außerordentlich hart und gut für Bauzwecke verwendbar, während sie, frisch eingebaut, sehr leicht zerfielen.

Dies alles scheint mir das angenommene Verhalten der Fe-Hydrate im Tropenklima zu bestätigen. Eine andere hierfür interessante Beobachtung konnte ich an den im Graslande so häufigen Bauten der Termiten anstellen. Diese pilz- und hutartigen Gebilde von meist $^1/_2$ m Höhe und Durchmesser werden

von den Termiten beim Beginn der Trockenzeit (dem tropischen Sommer, hinsichtlich der Vegetation allerdings mehr unserm Winter vergleichbar) aus meist eisenreichen weichen Lateritbröckchen, zumeist aus Eisen- und Aluminiumoxyd-Hydraten bestehend, errichtet. Schon die eine nun folgende Trockenzeit genügt, um dem ganzen Bau eine solche Härte und Widerstandsfähigkeit zu erteilen, daß er dem härtesten Gestein vergleichbar wird, und nur so ist es zu erklären, daß er den mit ungeminderter Kraft darauf herbaprasselnden Regenmassen der folgenden Regenzeit widerstehen kann. Die Eingeborenen wissen auch hier ganz genau, daß die ältesten Termitenbauten auch die bis ins Innere hinein festesten sind[1]) und daß sie mit der Zeit, also infolge weiterer Austrocknung, weiter erhärten. Im Urwaldgebiet, wo ebenfalls solche Termitenbauten häufig sind, sind sie im Gegensatz zur roten und dunkelbraunen Farbe in den Graslandsgebieten meist hellgelb oder hellbraun wie unsere Lehme gefärbt und viel weniger hart, sondern bröckelig ähnlich unserm Lehm, offenbar, weil sie hier durch das Blätterdach der Urwaldbäume vor Austrocknung geschützt gar nicht im gleichen Maße austrocknen und erhärten können. Allerdings sind sie ja auch in der Regenzeit vor der Zerstörung durch den direkten Aufprall des Regenwassers geschützt.

Die Fähigkeit der Hydroxyde des Al, Fe, Mn nach der Verschiedenheit der äußeren Umstände, Wasser aufzunehmen und wieder abzugeben, kann danach wohl als erwiesen angesehen werden, umsomehr, als sie ja auch aus dem Laboratorium bekannt ist. Ich erinnere hier nur an die Beobachtung, daß Fe-Hydrat-Niederschläge, so lange sie nicht bis zur Rotglut erhitzt sind, sich verhältnismäßig leicht in Säuren lösen; wenn sie lange Zeit bei 70—80° getrocknet werden, leicht wieder Feuchtigkeit aus der Luft anziehen, daß aber das Gewicht des $Fe_2O_3$ nach dem Glühen auch in feuchter Luft nahezu konstant bleibt, und daß dieses $Fe_2O_3$ sich alsdann in Säuren nur nach Auf-

[1]) Sie wählten nur solche, in Ermangelung anderer Steine, mit Vorliebe z. B. zur Herstellung des primitiven Kochherdes während eines Nachtlagers.

schließen mit $KHSO_4$ oder kohlensaurem Kalinatron wieder in Lösung bringen läßt. Ebenso ist es eine allgemein beobachtete Erscheinung bei fast allen hydratisierten Mn-Erzen und Brauneisenerzen (nicht aber beim wasserfreien $MnO_2$ oder $Mn_3O_4$), daß sie Feuchtigkeit der Luft, und zwar als chemisch, nicht als mechanisch gebundenes Wasser, außerordentlich leicht aufnehmen und abgeben, ohne daß sie irgend welche sonstigen Bestandteile oder Beimengungen (etwa Sulfate) enthalten, die eine Hygroskopicität veranlassen könnten.

Holland (**63**, 65 f.) hat versucht, diese Eigenschaft der Al- und Fe-Verbindungen des Laterits näher zu begründen. Aus ihrem thermochemischen Verhalten einer- und dem physikalischen Verhalten der Krystallisationsneigung andererseits und der Kombination der dabei wirksam werdenden Kräfte, erklärt er den Vorgang der Wasserabspaltung, den er sicher richtig als einen nicht bloß mechanischen ansieht (**63**, 65. „The drying of laterite is not a case of mere loss of mechanically included water"). Er sagt nun z. B. (**63**, 65): „At the risk of sacrificing precision for brevity we can refer to this tendency for the physical molecules to come together and form crystals as stronger than the chemical affinity between ferric oxide and water. The two manifestations of energy thus come into competition and the loosely held second and third molecules af water are ejected to permit the crystallisation of $Fe_2O_3$, $H_2O$ or possibly even the whole of the water, to form hematite $Fe_2O_3$, usw." (s. bes. auch **63**, 69 (3)).

Meines Erachtens hieße es nur neue Schwierigkeiten in die noch recht aufklärungsbedürftigen Vorgänge bei der Lateritbildung hineintragen, wenn man die Lösung der Frage, auf Grund welcher Energie-Äußerung die Abgabe des Wassers der Hydrate sich dabei vollzieht, damit verknüpfen wollte. Ganz abgesehen davon, daß die wesentlichen und naheliegendsten Faktoren für den Wasserverlust der Hydroxyde eben Temperatur und Trockenheit vielleicht auch die Gegenwart anderer Verbindungen etwa der Al-Hydrate, deren Neigung $H_2O$ aufzu-

nehmen, größer als die von $Fe_2O_3$ oder Fe-Hydraten ist, sein werden, würde die Annahme der H.'schen Erklärung unter anderem sofort wieder die Frage aufwerfen, wie dann die Rückbildung der wasserreicheren aus den wasserärmeren Hydroxyden erklärt werden sollte. Ob übrigens Konkretionsbildung in jedem Falle gleichbedeutend mit Neigung zur Krystallisation ist, wie H. annimmt, muß füglich auch bezweifelt werden, da es doch wohl viele Konkretionsbildungen geben dürfte, die kein krystallines Gefüge aufweisen und, wie ja H. auch selbst andeutet, eine Konkretionsbildung sehr wohl auch auf der katalytischen Wirkung einer Substanz auf Lösungen dieser Substanz angenommen werden könnte, wie es für zahlreiche solche Bildungen auch mir recht wahrscheinlich erscheint. Schließlich müßte auch bei den Holland'schen Annahmen immer ein Anstoß zur Auslösung der sich kombinierenden Energieformen vorhanden sein müssen, den eben auch Temperatur oder Lösungsmittel geben dürften.

Nach diesen Andeutungen glaube ich von einem weiteren Eingehen auf die diesbezüglichen Ausführungen H.'s hier absehen zu können.

Vielleicht kann man noch mit einer ganz besonders wirksamen Einwirkung der reichlichen Mengen der Lösungsmittel rechnen, wie sie das Tropenklima liefert, sowohl des Wassers an sich, wie der entstehenden wässerigen Salzlösungen auf die Silikate der Gesteine. Diese würde als weitere den Tropen eigene Zersetzungsvorgänge aufzufassen sein, an denen neben der höheren Temperatur und der größeren Menge wohl auch die schon erörterte chemische Zusammensetzung der zirkulierenden Lösungsmittel ihren Anteil haben dürfte. Daß tatsächlich eine solche erhöhte Lösungsfähigkeit für Silikate oder $SiO_2$ besteht, möchte ich u. a. daraus schließen, daß ich häufig noch stundenlang nach heftigen plötzlichen Gewitterregenfällen, wenn in den Flußwässern erhebliche Mengen mechanisch gelöster Stoffe nicht mehr vorhanden waren, ein eigenartiges Fluoresciren des Wassers wahrnahm, und dann auch

mehrfach beim Abdampfen solchen Wassers (natürlich nach dem Filtrieren) erhebliche Mengen von Kieselsäure im Rückstand fand, der dann gleichfalls sehr beträchtlich war. Da es mir nicht möglich war, die hierfür erforderlichen exakten Bestimmungen, die ja naturgemäß eine ganz besondere Sorgfalt erheischen, auf meiner Reise so auszuführen, daß ich meine Beobachtung durch Zahlen belegen könnte, so muß ich mich mit diesem Hinweis in der Hoffnung begnügen, daß vielleicht spätere eingehendere Forschungen über die Löslichkeitsverhältnisse der Silikate im Wasser der Tropen weitere Aufschlüsse erbringen werden.

Zusammenfassend können wir nach den vorgängigen Ausführungen schließen:

Auch das eigenartige Verhalten der Fe- und Mn-Verbindung der Lateritbildung ist im Wesentlichen das Produkt der Verwitterung unter dem Einflusse der den Tropen eigentümlichen Klimaverhältnisse, nämlich:

1. Periodizität der Regenfälle, d. h. Wechsel sehr regenarmer und außerordentlich niederschlagsreicher Zeitabschnitte.
2. Außerordentliche Menge der Niederschläge und damit das Vorhandensein ungleich größerer Mengen des Lösungsmittels als in den anderen Klimaten.
3. Gehalt der von außerordentlich vielen elektrischen Entladungen begleiteten Gewitterregen an chemisch wirksamen Stoffen (Salpetrige Säure, Ozon).
4. Hohe Temperatur.
5. Aus 3 und 4 resultierende eigenartige Zersetzungsvorgänge der Silikate.
6. Aus 1—5 resultierendes eigenartiges Verhalten der Al-, Fe-, Mn-Verbindungen.

Es mag nun, obwohl naturgemäß eine Wiederholung von bereits Gesagtem sich dabei nicht wird vermeiden lassen, noch einmal der ganze Vorgang der Lateritbildung, wie er sich nach obigen Ausführungen darstellen läßt, an einem Beispiel zusammenfassend erörtert werden, wobei ich glaube dar-

tun zu können, daß bei den erwähnten Annahmen über diese Verwitterungsvorgänge eine große Zahl der Schwierigkeiten, die sich bisher der Lösung dieses Problems entgegenstellten, eine befriedigende Erklärung finden wird.

Nehmen wir hierzu an, daß eine große freiliegende und nahezu ebene frische Gesteinsfläche, etwa eines Hornblende-Granitites, der tropischen Verwitterung ausgesetzt werden möge (dies wären etwa die Bedingungen für die Bildung der eluvialen Laterite), und beginnen wir etwa mit dem Eintritt einer Trockenzeit, die Vorgänge der Verwitterung zu verfolgen, wobei natürlich im Wesentlichen nur gewissermaßen ein Normalfall in Betracht gezogen werden kann. Zunächst wird die Insolation mechanisch zersetzend auf die oberste Gesteinsschicht wirken und sie mit Rissen und Sprüngen erfüllen, sie lockern und schließlich in einen Gesteinsgrus verwandeln. Gelegentliche Regenfälle, die am Ende der Regenzeit und Beginn der Trockenzeit immer noch einzutreten pflegen oder auch Nebel- und Taubildungen, schließlich auch die Luftfeuchtigkeit werden bei der hohen Tropentemperatur die Silikate, in unserem Falle also in erster Linie Feldspäte, Glimmer und Hornblenden chemisch aufzulösen beginnen. Der reiche $CO_2$-Gehalt der Luft und des Regenwassers, unter anderem aus der Zersetzung abgestorbener pflanzlicher Stoffe herrührend, wird dabei das chemisch wirksame Agens bilden und die Verwitterung wird, im allgemeinen der in unseren Breiten entsprechend, nur wahrscheinlich sehr viel intensiver und energischer infolge der hohen Temperatur verlaufen. Es wird also die Bildung hydratisierter Al-Verbindungen und die Lösung der Alkalien und Alkalischen Erden aus den Silikaten eingeleitet werden, unberührt von diesen Vorgängen bleiben lediglich der Quarz, das Titan- und Magneteisenerz des Gesteins. Nun treten als Vorläufer der kommenden Regenzeit heftige Gewitterregen ein. Infolge der zahlreichen elektrischen Entladungen[1]) ist das Regenwasser mit chemisch

---

[1]) Es mag hier beispielsweise nur einer der vorher erwähnten Theorieen Rechnung getragen, und bezüglich dieser Vorgänge auf die früheren erschöpfenden Ausführungen verwiesen werden.

wirksamen Stoffen (nehmen wir an in der Hauptsache salpetriger Säure) beladen. Die in den obersten Gesteinsschichten vorhandenen freien Alkalien werden nun etwa zunächst in Lösung gehen, dann ebenso etwa gebildeter $CaCO_3$, an beiden werden die obersten Gesteinsschichten entarmt, die Lösungen sinken auf Spalten und Rissen des Gesteins und den Haarklüften zur Tiefe. Neue Gewitterregenmassen treffen Verbindungen der Alkalien und Alkalischen Erden nicht mehr in zur Bildung von Salzen genügenden Mengen in den oberen Schichten an, sie zersetzen nunmehr auch Fe- und Al-Silikate, aus denen aber, sobald sie mit den noch in tiefer gelegenen Schichten vorhandenen kohlensauren Alkalien und Alkalischen Erden in Berührung kommen, Fe und Al in Form von Hydraten ausgeschieden werden. Hierdurch ändert sich nun die Zusammensetzung in den oberen Verwitterungsschichten, die schließlich nur noch aus Quarz, Eisensanden und Al-, Fe-, Mn-Hydraten besteht. Nach der Tiefe setzt sich dieser Austausch von Alkalien gegen die genannten Elemente fort und wird durch eine folgende Trockenperiode oder gewitterlose Zeit von neuem durch die Einwirkung $CO_2$-haltiger Wässer vorbereitet, zugleich beginnt ein Teil der Hydrate unter der Einwirkung der Trockenzeit und der hohen Temperatur sein Hydratwasser abzugeben und in wasserärmere Verbindungen, vielleicht auch die Fe- und Mn-Hydroxyde zum Teil schon in Oxyde überzugehen. Durch erneute Lösung und Zirkulation solcher Lösungen wird, vielleicht infolge katalytischer Wirkung von bereits vorhandenen wasserfreien Oxydteilchen eine Konkretionsbildung zunächst der Eisen- und Mn-Hydrate bewirkt, es bilden sich die eigenartig glaskopfartig struierten Röhren und labyrintischen Höhlenauskleidungen der Oberflächen (Zellen) Laterite, die noch erfüllt von Quarzsand und Tonerdeverbindungen sind. Diese, anfangs noch hydratisierte Silikate darstellend, haben durch immer neue Zufuhr der chemisch wirksamen Gewitterregengewässer allmählich ebenfalls unter Auflösung der $SiO_2$ die Form der Al-Hydrate angenommen, sie werden schließlich ebenfalls gelöst, aber schon unmittelbar darauf

durch Alkalien und alkalische Erden, vielleicht auch das Al der darunterliegenden Hydrosilikate wieder in Form von Hydrat (Hydrargillit) ausgefällt. Es bilden sich also an der Oberfläche allmählich reine Fe-Hydroxyd- und Oxydschichten, die so häufigen Krusten und Rindeneisensteine und löchrigen, zelligen Eisenkonkretionen, an deren Stelle bei Eisenarmut des Ausgangsgesteins häufig entsprechende eisenarme oder eisenfreie Bauxitbildungen treten. In derselben Weise setzen sich diese Bildungen nach der Tiefe fort, immer der Folge entsprechend, daß von der Oberfläche nach der Tiefe eine Entarmung an Alkalien, alkalischen Erden, Tonerde, Eisen, Mangan und natürlich auch an Kieselsäure der Silikate stattfindet. Dieser Auffassung entsprechen eine große Menge von Tatsachen, die durch die verschiedensten Forscher beobachtet wurden. Nur einzelne wenige seien hier erwähnt.

Blanford (**6**, 291) stellte durch eine Reihe systematisch ausgeführter Analysen fest, daß der Fe-Gehalt eluvialer Laterite nach der Tiefe hin abnimmt und daß er deshalb nicht, wie andere Autoren vor ihm angenommen hatten, aus der Tiefe und dem noch weniger zersetzten Gestein, sondern vielmehr aus den oberen Gesteinsschichten stamme und von dort aus schließlich weiter den unteren Schichten zugeführt werde. Freilich kommt er in Verlegenheit, zu erklären, woher diese Mengen des Fe denn schließlich stammen, und will sie auf die ursprünglich als $Fe_2O_3$ im Gestein vorhandenen Gemengteile zurückführen. Wir sahen indessen, daß diese Gesteinsgemengteile von den Lösungsvorgängen unberührt bleiben. Andererseits genügt aber die festgestellte Fortführung der $SiO_2$ der Silikate, des Kalkes, der Alkalien und schließlich der Tonerde vollständig, um die beständige Anreicherung der oberen Verwitterungsschichten an Fe-Verbindungen zu erklären. Mit dem Schwinden der Masse, bedingt durch die Auflösung und Fortführung bedeutender Teile des Gesteins, geht naturgemäß auch ein Zerbersten der oberen Verwitterungsrinde, namentlich, wenn das Ursprungsgestein nicht sehr Fe-reich war und etwa die bekannten löchrigen und zelligen eisenreichen Oberflächenlaterite

bildet, Hand in Hand, und so entstehen, obwohl eluvial gebildet, gewisse breccien- und konglomeratartige Verwitterungsprodukte, die sich dann vielfach überhaupt kaum noch von Detritusmassen unterscheiden lassen und so vielfach in der indischen Literatur Veranlassung zu Schwierigkeiten über die Erklärung der Lateritbildung und über die Abgrenzung von „Low level" und „High level Laterite" geführt haben. Bauer (58, 64) hat im Wesentlichen eluviale Laterite möglichst an der Grenze des frischen Gesteins untersucht und dabei zwar eine Anreicherung an Fe und Al, aber immer doch nahezu das gleiche Verhältnis beider zueinander gefunden, hätte er indessen höhere eluviale Lateritschichten untersucht, so würde das Verhältnis sich fraglos zu Gunsten des Fe verschoben haben. Es bestätigen die Beobachtungen B's. ganz auffallend meine Schlüsse, denn so lange noch Alkalien und alkalische Erden und Hydrosilikate vorhanden sind, werden erst diese gelöst und fällen aus den Lösungen entsprechend Al und Fe wieder aus, erst wenn sie völlig verschwunden, beginnt die Anreicherung des Fe auf Kosten der Tonerdeverbindungen. Ebenso findet die von Bauer erwiesene Hydrargillit-Konkretionsbildung aus wässerigen Lösungen damit eine völlige Erklärung, die schließlich mit Tonerdeverbindungen beladenen Lösungen tauschen diese eben gegen Alkalien und alkalische Erden aus, und so entsteht der Hydrargillit als Wasserabsatz.

Die Entarmung der tropischen Bodenarten, besonders an Alkalien und Kalk, ist vielfach hervorgehoben worden, u. a. hat Wohltmann (72—75) besonders darauf hingewiesen. Auch Koert (65) hat darüber interessante Beobachtungen veröffentlicht. Aus meinen Beobachtungen kann ich diese Feststellungen nur bestätigen. Unter anderem verweise ich auf die an anderer Stelle (Teil XIII) gegebenen Analysen von 6 verschiedenen in Kamerun entnommenen Bodenproben[1]) und gebe weiter hier eine Tabelle der Gehalte einer Reihe von mir entnommener Proben lateritischer Bildungen an CaO, MgO.

[1]) Vergl. hierzu z. B. auch die Lateritanalysen Bauer's (**58**, **64**) und Pisani's (**76**).

| | CaO | MgO |
|---|---|---|
| Laterit, Roteisenstein, Bamum . . . | 0,01 | 0,00 |
| „ „ Bali . . . . | 0,00 | 0,00 |
| „ „ „ . . . . | 0,00 | 0,17 |
| „ „ Babungo . . . | 0,00 | 0,00 |
| „ Brauneisenerz, Bez. Ossidinge . | 0,01 | 0,21 |
| Mn-Konkretionen, „ „ . | 0,01 | 0,36 |
| Laterit, Brauneisen, „ Bamenda . | 0,00 | 0,16 |

Kalk- und Kali-Armut bildet also geradezu ein Charakteristikum tropischer Verwitterungsböden, was zu wissen für den Pflanzer von eminenter Wichtigkeit sein dürfte. Im Gegensatz dazu sind die lateritischen Bildungen gewöhnlich verhältnismäßig reich an Phosphor und wohl auch Stickstoffverbindungen. Die Eingeborenen pflegen diesem Umstande der Kali-Armut (natürlich unbewußt und lediglich ihrer Erfahrung folgend) Rechnung zu tragen, indem sie ihre Farmen mit Vorliebe an steinigen Hängen anlegen, denn sie können dort (trotz der einmaligen größeren Arbeit bei Herrichtung der Farm) viel länger reichlichen Ertrag erwarten, als im ebenen, steinfreien aber tiefgründigen Boden (dessen tiefgreifende Bearbeitung, etwa wie bei uns durch Pflügen, ihnen nicht geläufig ist), der meist recht bald an Nährstoffen erschöpft ist. Dies beruht im Wesentlichen auf der immer erneuten Zufuhr der fortschreitenden Gesteinszersetzungsprodukte in die an diesen entarmten Böden. Bei tonigen Böden kommt hierfür, wie aus den früheren Ausführungen hervorgeht (vergl. **67**, 23), auch die Adsorption der Al-Hydrosilikate für Alkalien, besonders für Kali-Salze, in Frage. Ein anderes Mittel, trotz der leichten und schnellen Entführung der Alkalien durch das Regenwasser, diese in den oberen Gesteinsschichten und damit den Pflanzen zugänglich zu erhalten, liefern letztere selbst. In den Grashochländern des Innern werden die Aschensalze des Grases, wie ich früher ausführte, vielfach zur Herstellung von Kalisalzen als Ersatz für NaCl von den Eingeborenen benutzt. Die Hauptmasse der von den Pflanzen (Gräsern) aufgespeicherten Kalimengen wird indessen dem Bo-

den durch die alljährlichen großen Grasbrände wieder zugeführt, und da diese in der Zeit größter Trockenheit erfolgen, mag auch nicht viel davon dem Pflanzenwachstum entzogen werden, denn es beginnt offenbar sofort von neuem den Kreislauf durch den Pflanzenkörper. Immerhin muß eine Erneuerung der geringen doch durch folgende heftige Regenfälle entführten Kalimengen irgendwie stattfinden, und dies geschieht sehr wahrscheinlich durch die Zuführung frischer Gesteinsbruchstückchen durch den Wind, durch Lößbildung, die, wie ich früher bereits erwähnte, in der Trockenzeit für die Graslandsgebiete eine immerhin deutlich zu beobachtende Rolle spielt. Im Großen und Ganzen wird man aber ohne Frage zugeben müssen, daß es kaum zu erklären möglich gewesen wäre, woher immer von neuem Lösungen kohlensaurer Alkalien kommen sollten, wollte man mit E. Kaiser[1]) (**67,** 21) die dort für den Bauxit gegebene Erklärung des Zersetzungsvorganges auch für den Laterit annehmen.

Wenn nun auch nach den Untersuchungen E. Kaiser's und J. M. van Bemelen's (**67,** 22, 23) die Tonerdehydrosilikate die Fähigkeit der Adsorption von Kalisalzen in hohem Maße besitzen, so fehlt diese doch eben nach jenen Feststellungen den Tonerdehydraten, und diese bilden gerade meist die obersten Lateritschichten. Fraglos setzt sich nun aber auch die lateritische Verwitterung in ihrer Eigenart gerade in den oberen Bodenschichten, die eben keine Alkali-Lösungen mehr führen, in gleicher Weise, wie in den in der Tiefe liegenden Gesteinsschichten fort und dies bedeutet eine weitere Schwierigkeit für die Annahme Kaiser's und legt nahe, daß eben eine von oben her, also vermutlich durch das Regenwasser zugeführte Verbindung diese besonderen Umsetzungserscheinungen hervorrufen mag.

Wollte man andererseits mit Holland (**63,** 61 f.) der Wirksamkeit gewisser Bakterien eine entscheidende Rolle bei der Laterit-

---

[1]) Kaiser sagt: „Kohlensäurehaltige Lösungen wandeln zunächst die Feldspäte, dann auch die übrigen Silikate in ein wasserhaltiges Tonerdesilikat und alkalihaltige Gewässer, dann dieses in Tonerdehydrat um."

bildung zuschreiben, so würden doch eine Menge von Tatsachen hierbei noch recht aufklärungsbedürftig bleiben. Zunächst müßte doch wohl erst, was nicht allzu große praktische Schwierigkeiten bereiten dürfte, der Nachweis vom Vorhandensein von Bakterien in lateritischen Bildungen überhaupt etwa mit dem Mikroskope erbracht werden. Aber auch dann wird man sich z. B. kaum vorstellen können, daß diese Bakterien ihr Dasein fristen und ihre Tätigkeit ausüben auch 100 m tief unter den Gesteinszersetzungsschichten, wo nach den Beobachtungen vieler Forscher die Lateritbildung ständig in der Tiefe fortschreitet. Ein Hauptargument Holland's ist, daß ein scharfer und plötzlicher Übergang von den weichen Zersetzungsprodukten zu so frischem Fels stattfindet, daß unter dem Mikroskop keine Spur einer Zersetzung mehr darin nachgewiesen werden kann. Diese Beobachtung steht jedoch in offenbarem Widerspruche zu denen der meisten, auch selbst vieler indischer Forscher. Ich erinnere hier nur an die Ausführungen Blanford's, (7), besonders aber Posewitz's (54) und Bauer's (57, 58, 64) zu dieser Sache, die doch deutlich beweisen, daß für die Lateritbildung im Allgemeinen gerade der allmähliche Übergang der lateritisierten Substanz in den festen unveränderten Fels charakteristisch ist, und ich habe auch in Kamerun Ausnahmen hiervon bei eluvialem Laterit nie beobachten können. Demgegenüber aber müßte man für einen vereinzelten abweichenden Fall, wie ihn Holland (Mem. Geol. Surv. Ind. 1900 vol. XXVIII S. 197) beschreibt, nach einer geeigneten Erklärung forschen, daß aber dafür die Wirksamkeit von Bakterien eine solche Erklärung sei, wird man kaum zugeben können, denn diese Bakterien würden ihre Angriffe auf das frische Gestein vermutlich auch nach dessen verschiedener physikalischer Beschaffenheit an einer Stelle reichlicher, an der anderen spärlicher bewirken und erkennen lassen, so daß gerade dann eine gleichmäßige scharfe Trennung zersetzten und unzersetzten Gesteins noch weniger zu erwarten wäre. Die scharfe Abgrenzung eines Korallenkalkes gegen Laterit, die Bauer (64, 77) aus Ceylon erwähnt, wo es sich, wie aus dem

Fehlen von Quarzsplitterchen im Kalk erwiesen wird, die im Laterit zahlreich vorhanden sind, um eine nachträgliche Auflagerung handelt, läßt doch vermuten, daß auch für ausnahmsweise beobachtete Fälle solcher scharfer Trennung von Laterit und unterlagerndem Gestein andere näher liegende Erklärungsmöglichkeiten vorhanden sind. Ebenso könnte ferner ein Detrituslaterit, ein lateritisches Konglomerat, wenn es etwa durch eine wasserundurchlässige Deckschicht vor den Verwitterungseinflüssen in Zukunft geschützt wird, sehr wohl ganz frisch erhaltene Gesteinsbrocken mitten im Laterit enthalten, ganz abgesehen davon, daß auch härtere, dichtere wasserundurchlässige Gesteinsbrocken, die eben festere, vielleicht schlierige Kerne im Gestein bildeten, der Lateritisierung länger widerstehen werden. So kann ich also auch in den Worten Holland's (**63**, 46): „This is true (a sharp and sudden passage from the soft decomposition product to a fresh rock) too, of boulders isolated from the main mass of rock and embedded in the decomposition product: within the distance of an inch one passes from the soft material, which we have unwittingly called clay, to ideally fresh, water clear feldspars“, einen zwingenden Grund für die Voraussetzung der Bakterien-Wirksamkeit nicht sehen. Ich fand oft, namentlich bei durch Insolation hervorgerufener Gesteins-Zerstörung, jener erwähnten und bekannten schaligen Ablösung, die Schale völlig zersetzt und aufgelöst, den Kern außerordentlich frisch. Solchen vorgängigen physikalischen Verwitterungs-Vorgängen möchte ich analoge Beobachtungen, wie ich sie vielfach, z. B. sehr charakteristisch u. a. in den Sandsteinen des Ossidinge-Bezirks Kamerun (Mamfe) fand, zuschreiben, wo dann auch die Zersetzung deutlich durch farbige Eisenhydratbildungen angezeigt, schalig von außen nach innen fortschritt. Ähnlich könnte man sich wohl auch in dem von Holland erwähnten Fall die Entstehung der „boulders“ denken.

Alles in allem, und es würde zu weit führen, hier näher auf Einzelheiten einzugehen, scheinen mir die Holland'schen Hypothesen über die Lateritbildung mit ihren zahlreichen Vor-

aussetzungen über noch recht wenig erforschte und geklärte Gebiete, wie es die Lebensäußerungen der Bakterien oder die thermochemischen Vorgänge bei der Umsetzung komplizierter und an sich noch wenig bekannter[1]) chemischer Verbindungen und ihrer Aggregatzustände sind, nicht geeignet zu sein, Klärung in das so wichtige Problem der Lateritbildung zu bringen. Von ungleich größerem Interesse werden hierfür, wie schon angedeutet, die Untersuchungen sein über:

1. Die chemischen Eigenschaften der Gewitterregenwässer der Tropen[2]).
2. Die chemischen Eigenschaften der Hydrate von Al, Fe, Mn.
3. Die chemische Zusammensetzung der Laterite, besonders hinsichtlich des Verhaltens des chemisch gebundenen Wassers, der Gehalte und Lösungsbedingungen der Alkalien und alkalischen Erden, vornehmlich aber der $SiO_2$ aus den Silikaten und der Bindungsformen von Al und Fe, Mn.

Die bisherigen Ausführungen galten sämtlich den eluvialen Lateriten, die ja ohne Frage für die Erkenntnis des Lateritproblems die maßgebendsten sein werden. Indessen bilden sie auch nur einen kleinen Teil dessen, was heute unter dem Begriff Laterit zusammengefaßt wird, und es muß deshalb auch ein Blick auf die übrigen Formen des Laterits geworfen werden. Wir sahen im vorhergehenden eine Form der Verwitterungsprodukte entstehen, die man mit dem Namen primäre oder eluviale Laterite oder in situ gebildete Laterite bezeichnet hat. Es ist ohne weiteres verständlich, daß sich im allgemeinen diese Vorgänge in der geschilderten Weise nur da werden abspielen

[1]) So sagt z. B. Holland selbst in Bezug auf die Fe-Hydrate (**63**, 65): Our knowledge of the constitution of ferrihydrates is very imperfect, and of the natural forms, far less precise than one would imagine from the number of specific names employed to distinguish forms which are probably mere mixtures, posessing insufficient individuality to crystallize.

[2]) Insbesondere wäre wichtig die Ermittlung des Gehaltes an Salpetersäure und ihren Zersetzungsprodukten, etwa auch der eluvialen Laterite und der Quellwasser.

können, wo nicht durch mechanische Vorgänge, namentlich die erodierende Tätigkeit des Wassers eine Fortführung der Zersetzungsprodukte in dem Maße ihrer Bildung stattfindet. Damit ist auch schon das Vorkommen des primären Laterits auf ebene Flächen beschränkt, also ihre Abhängigkeit von der topographischen Gestaltung des Geländes festgelegt. Wir finden primäre Laterite denn auch vornehmlich in der Tat nur in ebenen Gebieten, und zwar fast unabhängig von den Höhenlagen. Da sie aber in Indien hauptsächlich auf den Hochebenen sich fanden und dort in ihrer Erscheinungsform wesentlich von den in den Tälern beobachteten abwichen, nannten sie die englischen Geologen „high level laterite" zum Unterschiede vom „low level laterite" der Täler. Lake (21) nannte ihn, wie erwähnt, noch bezeichnender Plateaulaterit. Kompliziert wurde nun diese Trennung einerseits dadurch, daß der primäre high level laterite (deutsch nannte man ihn entsprechend Hochflächenlaterit) teilweise (allerdings nur in den obersten Schichten, was anfangs nicht genügend beachtet ward), scheinbar nicht als primär, sondern als Detrituslaterit erschien. Daß er in Wirklichkeit auch in situ entstanden war, erkannte man erst später. Andererseits trat aber eine Verwirrung dadurch ein, daß man da, wo man high level hätte erwarten sollen, nämlich im Tale, low level fand und umgekehrt. Beides erklärt sich aber heute ohne Schwierigkeit. In breiten Talebenen ist naturgemäß genau so, wie auf den indischen Hochebenen die Bildung der eluvialen Laterite aus dem anstehenden Gesteine erfolgt, und nur die ganz besondere Oberflächengestaltung Indiens, besonders der Trapregionen, hatte es dort veranlaßt, daß in der Mehrzahl der Fälle der eluviale oder in situ gebildete Laterit tatsächlich auf den Hochebenen lag und deshalb den Namen high level erhielt. Daraus ergibt sich, daß diese Einteilung in high level und low level Laterite keine allgemein gültige sein kann und nur vielleicht örtliche Bedeutung für gewisse Teile Indiens haben mag. Daß man auch low level auf der Hochebene fand, beruhte eben auf jener Auffassung der oberen in situ gebildeten aber scheinbar zu-

sammengeschwemmten Schicht als Detrituslaterit. Andererseits wird man naturgemäß den „high level“ auch im ebenen tiefen Tropengelände zu erwarten haben.

Längst hatte man nun aber den Tallaterit, den „low level laterite“ als ganz etwas anderes erkannt als den primären Laterit.

Ich betone, wie sich naturgemäß die Bildung des letzteren nur auf ebenen Flächen vollziehen konnte, in denen größere Höhenunterschiede das Abschwemmen der Verwitterungsschichten verhinderten. Überall da aber, wo sich Laterit in gleicher Weise anfangs aus den Gesteinen an geneigten Flächen, oder Berghängen bildeten, mußte die Kraft des Regens oder des fließenden Wassers die oberen gelockerten und der lateritischen Zersetzung verfallenen Schichten loslösen und herabspülen, um sie an Hängen und am Grunde der Täler wieder zu vereinigen. Wenn so gebildete Alluvien nun in der Hauptsache aus kleinen Laterit- und Quarzstücken bestanden, so bildeten sie von neuem Lateritanhäufungen, Konglomerate und Breccien, die nunmehr als auf sekundärer Lagerstätte entstanden, den Namen Detritus-Laterite rechtfertigten. Durch Beimengung größerer unzersetzter Gesteinsbrocken, wie sie durch die früher geschilderten Vorgänge der Insolation und der Temperaturschwankungen losgelöst und mit hinabgeschwemmt wurden, entstanden dann auch grobe Breccienbildungen und Konglomerate, deren Bindemittel Detrituslaterit war. So erklärt sich heute zwanglos die anfangs den indischen Geologen so auffällige Tatsache, daß mitten im völlig umgewandelten, laterisierten Gestein teils ganz frische, teils nur wenig äußerlich veränderte und innerlich frische Gesteinsbrocken (boulders) vorhanden waren.

Wie einerseits nun das Aussehen der primären Laterite ein recht verschiedenes sein kann, je nachdem sie aus den verschiedenen Gesteinstypen entstanden sind, z. B. aus Granit, Gneis, Amphibolit, Basalt, Nummulitenkalk, Sandstein, Konglomeraten, Tonschiefer, so mannigfaltig wird andererseits der

Detrituslaterit auftreten, denn neben der Mischung aller Lateritypen des primären Laterites wird er je nach den Bedingungen alle Korngrößen der zerstörten und zersetzten Gesteine enthalten können, oder andererseits sich aus einzelnen vorwiegend zusammensetzen. So verschieden nun auch diese ursprünglichen Erscheinungsformen sein mögen, die bei eingehender Untersuchung eine jedesmalige Trennung in primären und Detrituslaterit ermöglichen (in den meisten Fällen wird die Unterscheidung nun vielmehr nach den Lagerungsverhältnissen entschieden werden können), so vollständig verwischt sich dieser Unterschied wieder in dem Aussehen der Oberflächen beider. Naturgemäß setzt nämlich sofort nach der Bildung des Detritus-Laterites, namentlich da, wo er weiteren Loslösungen oder Zuführungen nicht mehr ausgesetzt ist, die lateritische Zersetzung in situ an solchen Detritus-Lateriten ein und nach kurzer Zeit finden wir hier genau dieselben Oberflächenformen wie beim eluvialen Laterit. Beweise hierfür sind u. a. die Dibongo-Konglomerat-Bildungen Kameruns, die schon als lateritische Strandbildungen zum Absatz gelangten, aber in der Tiefe dicht sind, dagegen an der Oberfläche besonders auffällig den Charakter der beschriebenen Oberflächenlaterite zeigen (sehr große Poren und Röhren und zellige Struktur).

Wenn wir nun nach diesen Ausführungen versuchen wollten, eine möglichst treffende Definition des Begriffes Laterit zu geben, so müßte sie etwa lauten:

„Laterite sind Gesteinszersetzungsprodukte, die unter der Wirkung eigenartiger (tropischer) Klimaverhältnisse entstehen.“

Diese Definition deutet schon an, daß wir unter Laterit zu verstehen haben eine große Gruppe von verschieden gearteten Gesteinsformen, die eben nur die gleichartigen Entstehungsbedingungen gemeinsam haben, dagegen eine große Mannigfaltigkeit der Erscheinungsformen, z. B. in Gestalt, Zusammensetzung, Farbe, Härte usw., besitzen können.

Genau so, wie wir unter Lehm Gemenge von wasserhaltigen Tonerdesilikaten, verunreinigt durch Quarzsand und Eisen- bezw. Manganoxydhydrate verstehen, und seine Entstehungsart erst durch Zusätze andeuten, wie alluvialer Lehm oder Lößlehm usw., so werden wir mit Laterit eben auch nur eine lithologische Erscheinungsform bezeichnen können und Hinweise auf die Entstehung erst in jedem Falle zur deutlichen Charakterisierung hinzufügen müssen, und naturgemäß werden wir je nach den Bildungsbedingungen und der dadurch bedingten Zusammensetzung sehr verschiedene Varietäten des Laterites feststellen können. So werden wir beispielsweise stark sandigen (quarzreichen) Laterit, stark tonigen (tonerdereichen) Laterit, sandig tonigen Laterit, konglomeratischen Laterit und eine ganze Reihe von Kombinationen dieser miteinander unterscheiden können.

Der äußeren Erscheinungsform nach werden wir Rinden- oder Krustenlaterit, schlackige oder zellige Laterite (diese etwa wieder nach Form und Größe der Röhren und Zellen in grob- und feinzellige), weicherdige Laterite, z. B. Roterden, Laterit-Lehm, -Konkretionsbildungen und Kombinationen dieser zu unterscheiden haben.

Jedenfalls braucht auch danach eine etwaige Beschränkung des Wortes Laterit auf gewisse Arten oder Erscheinungsformen, die mehrfach vorgeschlagen wurde, gar nicht mehr in Erwägung gezogen zu werden, was ja bei der nun einmal dem Worte anhaftenden Bedeutung auch als mißlich bezeichnet werden müßte, und der Name kann sehr wohl für alle äußerlich so verschiedenen Arten beibehalten werden. Das allen Lateriten Gemeinsame ist eben die Entstehung unter gleichen klimatischen Bedingungen. Andererseits wird man ebenso auf die Anwendung neuer Namen füglich verzichten können, nur hinsichtlich der so häufig vorkommenden, vielleicht charakteristischsten Oberflächenlaterite, der überall in der Literatur als porig, zellig-schlackenartig-schwammig, in England als „tubular", „vesicular", „cavernous" bezeichneten Formen, möchte ich der Einfachheit halber einen kurzen Namen zu wählen

vorschlagen. Vielleicht ist dafür die Bezeichnung „Zellenlaterit“ am geeignetsten[1]).

Wenn wir uns nun schließlich die Frage nach einer geeigneten, allen den erwähnten Vorgängen bei der Bildung dieser Gesteine Rechnung tragenden Einteilung vorlegen, so kann hierfür von den zahlreichen bereits erörterten Vorschlägen früherer Autoren nur derjenige Schenck's (55) in Betracht gezogen werden.

Da, wie ich ausführte, die Oberflächenlaterite nicht auf die primären Laterite beschränkt sind, sondern vielmehr in genau denselben Erscheinungsformen sich auch aus sekundären Lateriten bilden, und zudem häufig eine mindestens ebenso große Wichtigkeit für ein geologisch zu erforschendes Gebiet haben werden, wie die Gruppe des primären oder des sekundären Laterits, so schlage ich vor, sie als besondere Gruppe abzutrennen und den anderen zu koordinieren. Demnach würde man einteilen können:

a) Primäre oder Eluvial-Laterite (in situ gebildete Laterite, „High level Laterite“ der Engländer, z. T. Lithomarge der Engländer, Plateaulaterit, Tiefenlaterit), die weiter zu unterscheiden nach dem Ursprungsgesteine wären.

b) Sekundäre oder Detrituslaterite („Low level Laterite“ der Engländer z. T., Tallaterit z. T.), die weiter zu unterscheiden wären nach der Art der Bildung in:

alluviale Laterit-Konglomerate, Laterit-Breccien,
aeolische Lateritprodukte, vornehmlich Lateritlöß,
marine Lateritsedimente.

c) Oberflächenlaterite aus a oder b entstehend, und zu unterscheiden der äußeren Form nach in:

Zellenlaterite = porig - schwammig oder schlackig-

---

[1]) Schlackenlaterit würde nicht empfehlenswert sein, da man einerseits damit unwillkürlich das Bild der Entstehung aus flüssiger Masse verbindet, andererseits ja auch durchaus nicht alle Schlacken zellig, porig, blasig sind. Auch Schwamm-Laterit würde z. B. nicht bezeichnend genug sein, da man mit Schwamm den Begriff des weichen unwillkürlich verbindet.

zellige Konkretionsbildungen („mass full of pores an caveties“ oder „tubular boulders“ der Engländer).
Krusten- und Decken-Eisensteine („Laterite Iron ores“), Eisen- und Mn-Konkretionen („Nodules“, „Pisolitic nodules“, „Ferruginous nodules“, „manganic nodules“).
Eisenerz- und Titaneisenerz-Sande.
Laterit-Lehme = („iron clay“).
Roterden („red soils“).

Die Frage, wie wohl auf geologischen Karten zweckmäßig der Laterit zu veranschaulichen sein dürfte, könnte vielleicht kurz dahin beantwortet werden, daß er genau wie bei uns der Gehängelehm, d. h. zweckmäßig durch eine besondere Schraffur auf der Farbe des betreffenden Grundgesteins (etwa krystallinen Schiefern, eruptivem oder sedimentärem Gestein) anzudeuten und durch entsprechende Buchstaben seine Entstehungsart, d. h. ob eluvial, sekundär oder Oberflächenbildung, anzudeuten wäre.

Zu erörtern bliebe noch, welches Alter vermutlich der Lateritbildung im allgemeinen wohl zuzuschreiben sein dürfte. Auch hier geben uns die Annahmen über die Bildung ohne weiteres Aufschluß. Da, wie oben gezeigt, die Lateritbildung nur von den Klimabedingungen abhängig ist, so werden wir im Allgemeinen in allen geologischen Perioden die Bildung von Lateriten annehmen dürfen, sofern eben nur tropisches Klima geherrscht hat. Theoretisch müßten sich also in allen Gebieten, denen in früheren Zeiten tropisches Klima eigen war, Laterite auch früherer Formationen nachweisen lassen. Wie ich aber erwähnte, ist die Bildung und Erhaltung der Laterite auch von den topographischen Verhältnissen eines Gebietes abhängig. Da, wo sich in einer Periode etwa Laterite bilden, werden sie bei Veränderung der Oberflächenformen, etwa durch tektonische Wirkungen, in einer folgenden Zeit leicht wieder erodiert, umgelagert und werden an einer anderen Stelle erneut als jüngere Detrituslaterite zum Absatz gelangen. Wir haben demgemäß die ältesten Laterite auch in der Regel in den von Oberflächenver-

änderungen am längsten unberührt gebliebenen Gebieten zu erwarten. Weite Ebenen mit altkrystallinem Untergrund, in denen jüngere Störungen nicht nachweisbar sind, werden im Allgemeinen die ältesten Lateritbildungen erwarten lassen. In Gebieten jüngerer Störungen werden die Laterite im Allgemeinen jünger als diese sein, was natürlich aber nicht ausschließt, daß Reste früherer Lateritablagerungen vereinzelt erhalten bleiben und uns eine frühere Bildungsperiode anzeigen.

Wenn wir die verschiedenen Erscheinungsformen, wie sie die aufgestellte Einteilung ergibt, in Bezug auf ihr Alter betrachten, so läßt sich aus dem Prinzip dieser Einteilung schon schließen, daß im allgemeinen den primären Tiefenlateriten wohl das höchste Alter zuzuschreiben sein wird. Da, wo, wie vielfach von verschiedenen Forschern beobachtet wurde, primäre Laterite sich in bedeutender Mächtigkeit (60 und mehr Meter, z. B. von Ball (17) beobachtet) auf altkrystallinen Gesteinen Gneis, Glimmerschiefer, Amphibolit, vorfinden, werden wir auch mit zeitlich weit zurückreichenden Lateritbildungen rechnen können. In der Regel werden sie älter sein als die Detritus-Laterite wenigstens desselben Gebietes, da einmal letztere aus ihnen zumeist entstanden sein werden (natürlich können auch Detrituslaterite aus anderen Detrituslateriten oder aus Oberflächenlateriten entstehen), und dann zu ihrer Bildung offenbar weit längere Zeiträume erforderlich sein werden, als für gleichmächtige Detritusablagerungen (damit stimmt beispielsweise die Annahme der englischen Geologen über Altersverhältnisse von high level und low level, Plateau- und Tallaterit, vorzüglich überein). Für das Alter der Detrituslaterite wird sich als Norm aufstellen lassen, daß sie jünger als die letzten tektonischen Vorgänge sind. Unter ihnen wird sich eine gewisse Altersunterscheidung je nach dem Maße ihrer Bedeckung mit Oberflächenlateriten vornehmen lassen. Die Oberflächenlaterite unter sich sind ja, wie ich bereits ausführte, an und für sich in ihren verschiedenen Formen auch verschiedene Altersbildungen, und zwar folgen sich etwa in der Reihe von jüngeren zu den älteren:

Krusteneisensteine, Zellenlaterite, Lehm mit eingestreuten zelligen Blöcken, Lehm mit runden Eisen-Mn-Konkretionen und Erzsanden durchsetzt.

Finden wir z. B. ein Lehmgebiet mit den typisch auf Lateritbildung hinweisenden Konkretionen und Erzsanden, so werden wir es im allgemeinen für älter ansehen können als ein solches, dessen Oberfläche mit Krusteneisensteinen oder zusammenhängenden porig-schlackigen Gebilden überzogen ist, und werden auch darunter eine viel ältere Lateritbildung zu vermuten haben als im letzteren Falle. Freilich müssen hierbei die Natur des ursprünglichen Gesteins und die topographischen Verhältnisse in Rücksicht gezogen werden, und es werden sich auf diese Weise im Allgemeinen nur Altersvergleiche oder vergleichsweise Altersbestimmungen zwischen Lateriten desselben Gebietes (Gesteinsuntergrundes) und bei etwa sonst gleichen Bildungsbedingungen ziehen lassen. Immerhin werden solche Überlegungen gelegentlich sogar Rückschlüsse auf die tektonischen Verhältnisse eines Gebietes gestatten. Naturgemäß werden die Oberflächenlaterite der primären Laterite, die ja fortwährender Weiterbildung (wie die primären Laterite selbst) und Umformung ausgesetzt sind, schon mit dem Beginn der primären Lateritbildung ebenfalls zu entstehen beginnen. Es setzt sich also in solchen Gebieten zugleich die primäre Lateritbildung an der Oberfläche auf Kosten des unterlagernden primären Laterites fort.

Hiernach wäre noch die Frage zu erörtern, wie denn wohl Lateritbildungen früherer geologischer Perioden uns heute entgegentreten würden und ob solche bisher bekannt sind. Bereits erwähnt wurde, daß man wiederholt die Vermutung ausgesprochen hat, gewisse Rotfärbungen älterer Formationsbildungen rührten von der lateritischen Natur der diese Schichten zusammensetzenden Gesteinselemente her. So hat z. B. Walther die Rötung der Rotliegendschichten, besonders in Thüringen, mit einer früheren Lateritisierung in Zusammenhang gebracht

(J. Walther, Geol. Heimatskunde von Thüringen, 1902. S. 32). Eine ähnliche Erklärung nimmt z. B. auch Krusch für die Rötung des Carbons des Südrandes des Münsterer Beckens in Westfalen an (Monatsbericht d. Deutschen Geol. Ges. 2. 1909. S. 61), und für eine ganze Reihe von ähnlichen Bildungen wird sie in gleicher Weise hierfür herangezogen werden können. Es sei hier beispielsweise auf die lebhafte Rotfärbung gewisser paläozoischer Grauwacken des Oberharzes hingewiesen.

Daß die Lateritbildung es, wie Zimmermann (Über die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Ostthüringen, Monatsb. d. D. Geol. Ges. Nr. 3. 1909. S. 149 bis 155) annimmt, „niemals (oder mindestens nicht wesentlich) bis zu wasserfreiem Eisenoxyd, sondern höchstens bis zu roten Stufen des Hydroxyds gebracht habe", kann ich nach meinen Beobachtungen nicht bestätigen. Ich verweise diesbezüglich auf meine früheren Ausführungen, besonders auch im Hinblick auf Roterden und Bildungen roten Glaskopfs als lateritischem Basaltverwitterungsprodukt. Gerade Gebilde, wie die schon heute das Fe nur als $Fe_2O_3$ enthaltenden Roterden z. B., können sehr wohl die Grundlage der heutigen Rotliegendschichten abgegeben haben. Diese Rötung wird eben durch die gewöhnlichen Auslaugungsprozesse deshalb auch nicht mehr in gewaltigen Zeiträumen verschwinden. Erst ein reduzierender Vorgang wird die Lösung einleiten und damit die Entfärbung ermöglichen, wie es Zimmermann ja auch für das Thüringer Weißliegende ausführte. Ganz analog kann man sich dann die Erhaltung oder Umwandlung der übrigen lateritischen Verwitterungsprodukte vorstellen.

Wir müssen annehmen, daß aus den verschiedenen Varietäten der Laterite etwa durch Druck oder sonstige metamorphe Vorgänge auch sehr verschiedene Produkte entstehen werden. Die primären und Detritus-Laterite, die ja tonerde- und quarzreiche Zersetzungsprodukte liefern, werden uns dann etwa als Quarzitschiefer oder Grauwacken oder verhärtete kieselige, teils schiefrige Konglomerate und Brecciengesteine von verschiedenem Habitus entgegentreten, und solche sind z. B. typisch mehrfach

in Kamerun von mir im altkrystallinen Gebiete beobachtet worden (Banjo-Gebiet). Demgegenüber würden die Oberflächenlaterite offenbar eisenreiche Quarzite ergeben, und ich möchte die im altkrystallinen Gebiete mehrfach beobachteten Einlagerungen reiner Quarz-Magnetit-Gesteine, wie ich sie besonders in Teil III und VI beschrieb, als solche metamorphosierte uralte Lateritgesteine auffassen, ebenso einen Teil der schieferigen Quarzite jener Gebiete. Es ist ersichtlich, daß sich in diesem Zusammenhange ein ganz neuer Ausblick für die Theorie der Bildung gewisser Eisenerzlagerstätten, z. B. der krystallinen Schieferformationen ergibt. Vielleicht sind solche eisen- und manganreichen Einlagerungen der krystallinen Schieferformationen, wie Eisenglanzschiefer, eisenglanzreiche Quarzite, reine Eisenglanzzwischenlagen dieser, besonders auch die große Reihe der Magnetiterzbildungen der krystallinen Schieferformation zum großen Teil lediglich metamorphosierte ehemalige Lateritbildungen. Auf die Ähnlichkeit gewisser Erzvorkommen mit den indischen Lateriteisensteinbildungen haben, allerdings in anderem Zusammenhange und noch ehe die Natur der Laterite hinreichend bekannt war, mehrfach englische Geologen hingewiesen und damals daraus für die Entstehung der Laterite Schlüsse ziehen wollen. Vielleicht wird sich heute für einzelne Eisenerzvorkommen ein umgekehrter Schluß rechtfertigen lassen. Mc Gee (Geolog. Mag. New Series Dec. II. vol. VII (1880) S. 310) wies z. B. auf die Ähnlichkeit der Laterite Indiens mit den Eisenerzablagerungen des oberen Mississiqpi, Mallet (38) auf die mit Eisenerzvorkommen von Ost-Irland im Basalt hin. Ganz kürzlich versuchte H. Behlen (Die Nassauischen Roteisensteine. Wiesbaden 1909) die Entstehung der Roteisensteine Nassaus aus Lateriten früherer geologischer Epochen herzuleiten. Ohne zu diesen Ausführungen hier Stellung nehmen zu wollen, mag nur hervorgehoben werden, daß jedenfalls die Möglichkeit der Entstehung von Eisenerzbildungen aus den Lateriten älterer Formationen mit der fortschreitenden Kenntnis der Entstehung dieser Gesteinstypen auch für die Erklärung der

Genesis unserer heutigen Eisenerzlagerstätten eine größere Berücksichtigung verdienen wird.

Es bliebe nun noch ein kurzer Blick auf das Auftreten der Laterite in Kamerun im Besonderen zu werfen. Wie dies schon aus meinen früheren Ausführungen zu folgern, werden schon die Oberflächenformen des Gebietes diesbezügliche Schlüsse gestatten. Da die von mir bereisten Teile des Schutzgebietes wenige ebene oder schwach gewellte Flächen aufweisen, müßten die eluvialen oder primären Laterite dort zurücktreten. In der Tat fand ich sie typisch nur im flachen Küsten- oder Sedimentärgebiet als Tonschiefer- und Mergel- und Sandsteinlaterite (Ufer des Mungo und Dibombe), und gelegentlich auf kleinen ebeneren Flächen zwischen beiden, ferner in der Umgebung von Duala (aus dem Schwemmland entstanden) und bei Edea (aus Gneis entstanden). Dagegen war der Detrituslaterit weit verbreitet und unter diesem, den zerrissenen und steilen Oberflächenformen des Landes gemäß, fanden sich in erster Linie Lateritkonglomerate und Breccien, die geradezu typisch für die Gebirgsländer genannt werden können. Natürlich spielte aber die Hauptrolle im geologischen Bilde aller Teile der Oberflächenlaterit, der in seinen verschiedenen Erscheinungsformen meist äußerlich die Natur der unterlagernden lateritischen Bildungen verhüllte, die demnach nur an zufälligen natürlichen oder künstlichen Aufschlüssen beobachtet werden konnte. Weiter wird man bereits an der Hand der früheren Ausführungen vermuten dürfen, daß die weiten, flachen, ebenen Gneis-Gebiete des Inneren Kameruns sowie die alluvialen Ebenen des Tsad-Schari-Logone-Beckens oder des Djah von primärem Laterit bedeckt sein werden. Daß er in der Tat in diesen Gebieten im geologischen Aufbau eine große Rolle spielt, ist den Ausführungen Passarge's (**56**) zu entnehmen.

Bezüglich der Altersverhältnisse der Kameruner Laterite unter einander kann auf das oben allgemein hierüber Ausgeführte zurückgegriffen werden. Wir sahen im Teil VII über Tektonik, daß die jüngsten tektonischen Störungen im allgemeinen in Zusammenhang mit dem Basalt und Trachyteruptionen stehen,

von denen nur die weiten ebenen Gneisgebiete des Hinterlandes und vielleicht gewisse große altkrystalline Gebiete des Südens wenig oder gar nicht berührt worden zu sein scheinen. Wir müßten demnach in letzteren Gebieten die ältesten zeitlich weit zurückreichenden Lateritbildungen und jedenfalls viel ältere als in den jungen Störungsgebieten zu erwarten haben. Tatsächlich scheint auch der Befund dem zu entsprechen, denn in den Gebieten der jüngsten Störungen, den Trachyt-Eruptiv-Gebieten, finden wir nur sehr vereinzelt ganz jugendliche Oberflächenlaterite (Krusteneisensteine), im älteren Basaltgebiete treten bereits vereinzelt schlackenartig-porige Bildungen neben reichlichen Krusteneisensteinbildungen auf, während wir im altkrystallinen Gebiete vereinzelt primäre (entsprechend den jetzigen Oberflächenformen), sehr reichlich Detrituslaterite und vornehmlich die letzten Stadien lateritischer Bildung, Lehme mit Konkretionen und Eisensanden, namentlich auf ebenen Flächen, finden. Die Schilderungen der Laterite Adamauas (**56b**) lassen auch in jenen altkrystallinen und scheinbar am wenigsten gestörten Gebieten die ältesten Laterite vermuten.

Um diese Schlüsse noch an einem besonderen Falle zu erläutern, sei auf die im Teil II eingehend erörterten Dibongokonglomerate verwiesen, jene aus lateritischen Trümmern und vulkanischen Produkten entstandenen Brandungskonglomerate. Wir finden diese im allgemeinen bedeckt von zusammenhängenden Partieen der bekannten Zellen-Laterite, während im nahe gelegenen Gneis-Gebiete bei Edea Lehme und Laterit-Konkretionen und -Sande vorherrschen, und würden daraus schließen können, daß letztere jünger als die Gneislaterite, aber, da sie eben schon fortgeschrittene Oberflächenlateritbildung zeigen, auch nicht mehr ganz jugendliche Bildungen sein können. Aus den stratigraphischen Verhältnissen, ihrer Zusammensetzung (aus Basaltaschen und Schlackenteilen) hatten wir auf jungtertiäres Alter geschlossen, was der Befund der Laterite ganz entschieden bestätigen würde.

Zusammengefaßt würden also die Schlüsse auf das Alter der Kameruner Laterite lauten:

Jedenfalls über die Kreidezeit zurückreichendes Alter der Lateritbildungen in den ungestörten altkrystallinen ebenen oder schwachwelligen Hinterlandsgebieten (In Adamaua und im Süden des Schutzgebietes).

Nachcretacisches Alter der Lateritbildungen des altkrystallinen jungen Bruchgebietes und der Sedimentärgebiete.

Quartäres Alter der Oberflächenlaterite der Trachytgebiete.

---

## IX. Teil.

# Petrographische Untersuchungen.

Von Dr. A. **Klautzsch** in Berlin.

## A. Tiefengesteine.

### 1. Granite.

Granitische Gesteine finden sich in weiter Verbreitung. Sie gehören zum größten Teil den Granititen zu, die durch gelegentliche Hornblendeführung in Hornblendegranitite übergehen. Vereinzelt findet sich auch Hornblendegranit oder Muscovitgranit.

Die Granitite bilden zumeist mittel- bis feinkörnige, selten grobkörnige Gesteine von rötlicher, grünlichgrauer bis grauer oder gelblichweißer Farbe, deren Ton zumeist durch die Färbung der Feldspate bestimmt wird. Nur gelegentlich überwiegen dunklere Farbentöne durch das Vorherrschen von Biotit und gelegentlicher Hornblende. Des öfteren treten auch hell- bis grauweiße aplitische oder Quarzschlieren oder dunklere feinkörnige biotitreiche Schlieren innerhalb des Gesteinsgewebes auf. Die im allgemeinen sehr gleichmäßig körnige Struktur der Gesteine zeigt manchenorts Übergänge in porphyrische Struktur durch das Auftreten einsprenglingsartiger größerer Orthoklase oder in gneisschieferige Struktur infolge von Gebirgsdruck. Derselbe äußert sich stellenweise übrigens auch derart, daß echte Granitbreccien vorliegen, wie aus der Gegend der Mungo-Schnellen **(21, 22)** oder vom Wege Galim-Tabati **(167)**[1]).

---

[1]) Die beigefügten Zahlen beziehen sich auf die Nummern der Handstücke in der Sammlung Guillemain.

Der vorherrschende Gemengteil ist der Feldspat, der zumeist dem Orthoklas zugehört. Häufig ist ihm Mikroklin zugesellt, seltener und zumeist nur spärlich Plagioklas. U. d. M. erkennt man sodann häufig auch noch Mikroperthit. Der Feldspat ist zumeist nicht mehr frisch, sondern trübe und undurchsichtig und durch Verwitterungsvorgänge rot oder grau- bis milchweiß gefärbt. Häufiger als die übrigen Gesteinsgemengteile zeigt er noch idiomorphe Gestaltung in Form tafelförmig nach M. ausgebildeter Krystalle, die sich vielfach als Karlsbader Zwillinge erweisen.

Der Quarz, dem Feldspat oft an Menge gleich oder doch ihm sehr nahe kommend, bildet unregelmäßige fettglänzende, klare oder milchweiße, graue bis bläulichgraue Körner.

Der Biotit tritt oft stark zurück und erscheint in Form dünner, schwarzer, oft stark glänzender Blättchen, deren Größe vielfach bis zu der feiner Schüppchen reicht, die regellos im Gesteinsgewebe verteilt liegen. Oft auch zeigen sie Neigung zu schlierenartiger Vereinigung. Durch die Verwitterung des Gesteins werden sie oft matt, grünlich oder braun oder bleichen derart aus, daß sie muscovitartig erscheinen.

In manchen der Gesteine, die als Hornblendegranitite bezeichnet sind, tritt sodann Hornblende als charakteristischer Gemengteil hinzu, in Form kleiner schwarzer bis schwarzgrüner Körner, oder wenigstens in der Prismenzone idiomorph entwickelter Krystalle.

Mikroskopisch zeigen alle diese Gesteine die normale Ausbildung und Zusammensetzung. Die Hauptbestandteile sind verschiedenartige Feldspäte, Quarz und Biotit und in bestimmten Fällen Hornblende. Als sonstige Gemengteile erscheinen Magnetit oder Titaneisenerz, Titanit, Apatit und Zirkon. Als Zersetzungsprodukte finden sich Chlorit, Muscovit oder Kaolin, Kalkspat und Brauneisenerz, z. T. in situ innerhalb der verwitterten Krystallkörner oder im Gesteinsgewebe infiltriert.

Unter den Feldspäten überwiegt der Orthoklas, selten ganz frisch, zumeist getrübt, entweder zentral oder in netzartig-

maschiger Ausbildung durch beginnende Muscovit- oder Kaolinschüppchenbildung. Des öfteren zeigt sich nebenbei eine Bildung grünlichgelber Epidotkörner. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist des öfteren zu beobachten, in einem Falle **(171)** auch nach dem Bavenoer Gesetz hier und da auch eine gewisse Zonarstruktur, zumeist allerdings nur in der Form der Differenzierung von Kern und Randzone, seltener in der Art mehrerer sich umschließender Hüllen.

Mikroperthit ist weniger häufig. Man beobachtet jedoch oft die bekannte feinfaserige unregelmäßige Verwachsung des Orthoklas mit Albit.

Unter den triklinen Feldspäten herrscht der Mikroklin, überall leicht kenntlich an seiner bekannten Gitterstruktur. Da er des öfteren Orthoklas als Einschluß enthält, so ist er wohl jünger als jener[1]).

Umgekehrt erscheint der, besonders in den hornblendeführenden Abarten sich einstellende, spärliche Plagioklas älter als die übrigen Feldspäte und von mehr idiomorpher Ausbildung. Er zeigt stets die bezeichnende polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz und erweist sich nach seinem optischen Verhalten als Oligoklas. Hier und da zeigt er, ähnlich dem Feldspat von Twedestrand, Einlagerungen feiner rötlichbrauner Eisenglanzschüppchen (Granitit vom Ya-Fluß, am Wege von Tibati nach Ngambe **(170)**). Im Gegensatz zu Edlingar's Beobachtungen[2]) erweist sich in den vorliegenden Granitgesteinen der Plagioklas also weit weniger basisch als in den Adamauagesteinen; er bestimmte den Kalknatronfeldspat als Labrador, ja stellenweise als Bytownit.

Der Quarz zeigt niemals eigene Krystallform, sondern bildet die Zwischenmasse zwischen den übrigen Gesteinsgemengteilen. Oft ist er mikropegmatitisch mit Feldspat verwachsen.

---

[1]) Vergl. die gleiche Beobachtung bei W. Edlinger: Beiträge zur Geologie und Petrographie Deutsch-Adamauas. Inaug.-Diss. Erlangen. Braunschweig 1908, S. 22.

[2]) l. c. p. 22.

Seine klaren Durchschnitte zeigen vielfach unregelmäßige Risse und Sprünge, die ihn mitunter als in ein Haufwerk einzelner Felder zerfallen erscheinen lassen, mitunter aber auch dokumentieren dieselben eine schalenförmige Absonderung oder deuten auf rhomboëdrische Spaltbarkeit. Äußerungen des Gebirgsdrucks zeigen sich in ihm in fleckig-streifiger, felderartiger oder undulöser Auslöschung; in den gepreßten Gesteinen auch in einer Auflösung in kleinkörnige Aggregate, Streckung und Einpressung in andere Gemengteile.

Der Biotit tritt in recht wechselnden Mengen auf. Oft erscheint er als regelrechter Hauptgemengteil, oft aber auch tritt er stark zurück oder konzentriert sich in schlierigen Massen. Meist bildet er unregelmäßige Blättchen, die, wenn parallel oP (001) getroffen, des öfteren unregelmäßige sechsseitige Umrisse zeigen, meist aber bildet er schmale Leistchen oder Stengel, die sich zwischen den übrigen Gesteinsbestandteilen einlagern und daher vielfach Umbiegungen, Knickungen und Zerreißungen zeigen. Der Pleochroismus der im frischen Zustand braunen bis gelblichbraunen Durchschnitte ist sehr kräftig. Den Verwitterungseinflüssen unterliegt der Biotit sehr leicht; dieses äußert sich in Ausbleichung, oft in fleckiger oder streifiger Form, und in der Umwandlung in grünlichen Chlorit unter Ausscheidung feinkörniger ferritischer Substanzen, die das Mineral bis zu gelegentlicher Undurchsichtigkeit trüben.

Die Hornblende gehört der gewöhnlichen grünen Hornblende zu. Sie zeigt meist unregelmäßige Durchschnitte, und nur die charakteristische prismatische Spaltbarkeit bietet krystallographische Orientierung. Ihr Pleochroismus schwankt zwischen bläulichen und bräunlichgelblichen Nuancen von Grün. Zwillingsbildung nach (100) kommt auch vor. Zumeist erscheint sie noch recht frisch; beginnende Verwitterung zeigt sich in gelegentlicher Ausbildung von Chlorit oder von Calcit und Epidot. Häufig zeigt sie mit Biotit regelmäßige Verwachsung, oder Hornblende, Biotit, Magnetit und Apatit erscheinen in poikilitischer Durchdringung.

Die Akzessoria zeigen normale Ausbildung: Magnetit bildet vereinzelte unregelmäßige Körner; mehr stenglige oder zerhackte Erzmassen gehören wohl dem Titaneisenerz zu, zumal sie randlich des öfteren von kleinen Titanitkörnchen umgeben sind; Titanit bildet Körner oder kleine Krystalle, Apatit kurze gedrungene Säulchen und Zirkon ebenfalls Körner. Titanit und Apatit sind besonders gern mit Biotit und Hornblende vergesellschaftet.

Der Sekundärprodukte Chlorit, Muscovit, Kaolin, Calcit, Epidot und Brauneisen ist bereits gedacht worden.

Bezüglich besonderer Erscheinungen und Abweichungen, sowie der verschiedenartigen Schlierenbildungen und kontaktmetamorpher Beeinflussungen sei auf die Einzelbeschreibung der verschiedenen Vorkommen verwiesen.

Nr. **20.** Granitit von den Mungo-Schnellen oberhalb Mundame.

Gepreßter mittelkörniger Granit mit rotem Feldspat und starker Epidotbildung. U. d. M. herrscht der Feldspat vor. (Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit). Fleckige Auslöschung. Durch beginnende Verwitterung vielfach getrübt, Neubildung von Muscovit und Epidot, Infiltration von Brauneisen. Quarz, zu einem feinen Grus aufgelöst, mit starker undulöser Auslöschung. Biotit, stark zurücktretend, grünlich gebleicht, vielfache Stauchungen und Druckerscheinungen zeigend. Magnetit in einzelnen Körnern. Apatit. Reichlich Epidot, etwas Chlorit und kiesiges Erz.

Nr. **21.** Kalkige Granitbreccie von ebendaher.

Rötlich graues brecciöses Gestein mit zahlreichen größeren rötlichweißen Feldspäten und Körnern von Kalkspat, der auch sonst das ganze Gestein in feinen Adern durchzieht.

Im Dünnschliff erkennt man eckige Granittrümmer mit starken Druck- und Quetscherscheinungen, die durch Kalkspat verkittet sind. Orthoklas, Mikroklin und Quarz, reichlich Brauneisen und Kalkspat.

Nr. **22.** Granitbreccie von ebendaher.

Rötlichgraue, körnige Breccie, mit vereinzelten größeren Gesteinsbrocken. U. d. M. feinkörnigeres Gemenge von Körnern und Bruchstücken von Orthoklas, Mikroklin und Quarz, durch Brauneisen verkittet.

Nr. **40.** Hornblendegranitit aus dem Bakungefluß (Ossidingebezirk).

Mittelkörniges rötliches Gestein mit rötlichem Feldspat, schwarzem, glänzendem Biotit, grünlichschwarzer Hornblende und wasserhellem Quarz. Hornblende und Biotit des öfteren schlierenartig vereint.

U. d. M. feinkörniges Gemenge von überwiegendem Feldspat mit Quarz, daneben chloritisierter Biotit, grüne Hornblende, etwas Magnetit. Akzessorisch Titanit und Apatit. Der Feldspat ist vorwiegend stark getrübter allotriomorpher Orthoklas, weniger Mikroperthit und seltener Mikroklin, und umschließt zahlreiche kleine, mehr idiomorphe Plagioklase mit Albit- und auch Periklinzwillingsbildung (Oligoklas). Der Quarz zeigt oft randliche Grusbildung und ist hier und da mit Feldspat granophyrisch verwachsen.

Nr. **63.** Granitit am Flusse Moniëmbera am Weg Mamfe-Tinto.

Gelblichweißes feinkörniges Gestein mit grünlichschwarzem körnigem Einschluß, der vorwiegend aus graugrünlichem Quarz, mit Biotitblättchen untermengt, besteht. Randlich vereinzelte größere Orthoklaseinsprenglinge und stärkere Brauneisenbildung.

Der Dünnschliff zeigt ein körniges Gemenge von vorherrschendem Orthoklas mit Quarz und spärlichem, grünlich gebleichtem Biotit, mit etwas Magnetit, Apatit und vielem Brauneisen, besonders in der Übergangszone zu dem Einschluß. Dieser erscheint als ein wohl kontaktmetamorph umgeschmolzener Schiefer mit typischer Hornfelsstruktur. Er besteht aus einem äußerst feinkörnigen Gemenge von Quarz und bräunlichgelbem Biotit in kleinen Blättchen mit spärlichem Erz.

Der Glimmer des Granits ist in der Kontaktzone rotbraun gefärbt und stark ferritisiert; hier und da zeigt er pleochroitische Höfe um winzige Zirkoneinschlüsse.

Nr. **64.** Augitführender Hornblendegranitit am Weg zu den Fällen des Bako, auf dem Wege Mamfe-Tinto.

Mittelkörniger grauer Granit mit milchweißem Feldspat, hellem Quarz und zurücktretendem dunklem Glimmer und schwärzlicher Hornblende. U. d. M. vorherrschend Orthoklas und Quarz, wenig brauner, z. T. grünlich gebleichter Biotit und schwach bläulichgrüne Hornblende, z. T. in Verwachsung mit Biotit. Ihr Pleochroismus schwankt zwischen blaßbläulichgrün und bräunlichgrün. Zwillingsbildung nach (100). Stellenweise zonare Färbung: im Innern bräunlichgrün, randlich blaugrün. Mit der Hornblende vergesellschaftet, spärlicher, blaßgrünlicher bis farbloser Augit in Körnerform. Er umschließt stellenweise dieselbe, ist also älter als jene.

Nr. **67.** Granitit aus dem Nerebedië vor Tinto.

Feinkörniges rötliches Gestein mit rötlichem Feldspat, farblosem klarem Quarz und schwärzlichem Biotit. Letzterer tritt stark zurück und erscheint stellenweise tupfenartig lokalisiert.

U. d. M. vorherrschendes Quarz-Feldspatgemenge. Der Feldspat ist mindestens zur Hälfte Mikroklin, zur anderen Orthoklas, Mikroperthit und etwas Albit mit feiner Albitzwillingsstreifung und Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz. Fast akzessorisch tritt Biotit, z. T. stark gebleicht und mit Eisenerzausscheidungen, sowie Magnetit auf. Spärlich Zirkon und Apatit. Lokal zeigen sich starke Druckerscheinungen und Zertrümmerungen der größeren Mineralkörner.

Nr. **78.** Granitit, am Weg hinter dem Bali-Aufstieg.

Feinkörniger, grauer, glimmerreicher Granit mit zahlreichen, trübweißen, einsprenglingsartig auftretenden Feldspäten. Der Biotit bildet äußerst feine Blättchen, die stellenweise besonders reichlich angehäuft sind.

U. d. M. erkennt man ein feinkörniges Quarz-Orthoklas-

gemenge, untermengt mit braunen Biotitblättchen, innerhalb dessen vereinzelte größere Mikroklin- und Orthoklaseinsprenglinge liegen. Besonders in der Umrandung der Einsprenglinge, aber auch sonst im Gesteinsgewebe erscheinen Quarz und Feldspat vielfach in mikropegmatitischer Verwachsung. Erz fehlt vollkommen.

Nr. **111.** Granitit vom Weg Bangola-Bansso, am rechten Nun-Ufer.

Fein- bis mittelkörniges helles Gestein mit Quarz und rötlichweißem, frischem Feldspat und zurücktretendem Biotit.

U. d. M. allotriomorph-körniges Gemenge von Quarz, Orthoklas und Mikroklin und spärlichem Biotit und etwas Magnetit in Körnerform. Quarz und Feldspat sind hier und da granophyrisch verwachsen. Der Biotit zeigt gelegentliche pleochroitische Höfe.

Nr. **114.** Hornblendegranitit (augitfürend), typisches Gestein der Höhen beim Häuptlingsdorf Kumbo (Bansso).

Mittelkörniges graues Gestein mit rötlichen Feldspatkrystallen bis zu $1^1/_2$ cm Größe, die hier und da als Karlsbader Zwillinge ausgebildet sind und einsprenglingsartig im Gesteinsgewebe liegen. Des weiteren sind farbloser, klarer Quarz, dunkler Glimmer und grünlichschwarze Hornblende kenntlich.

U. d. M. körniges Gemenge von Quarz mit Orthoklas, Mikroklin und Oligoklas. Hier und da granophyrische Verwachsung von Quarz und Feldspat. Spärlicher grüne Hornblende (Pleochroismus $\|\mathfrak{a}$ hellolivgrün, $\|\mathfrak{b}$ dunkelolivgrün, $\|\mathfrak{c}$ blaugrün), bräunlicher Biotit und blaßgrünlicher Diopsid. Diese Bisilikate treten meist eng vergesellschaftet auf, zusammen mit Magnetit, Apatit und Titanit.

Nr. **115.** Aplitartige Schliere in dem Granitit Nr. 114. Nördlich des Häuptlingsgehöftes in Kumbo (Bansso).

Feinkörnige Bildung mit vorwiegendem hellweißlichem bis blaßrötlichem Quarz. Dunkle Gemengteile spärlich und lokalisiert.

U. d. M. besteht das Gestein aus einem feinen allotriomorphkörnigen Gemenge von Quarz mit Orthoklas und Mikroklin. Quarz und Feldspat sind gelegentlich granophyrisch verwachsen; gelegentlich zeigt der Orthoklas auch perthitische Durchdringung mit Albit. Eisenerz und Glimmer erscheinen ganz akzessorisch in einzelnen Körnchen und Blättchen; letzterer ist meist chloritisiert oder bis zu völliger Farblosigkeit gebleicht, so daß er von Muscovit nicht zu unterscheiden wäre, bewiesen nicht Übergangsbildungen die Entstehung aus Biotit.

Nr. **119.** Granitit von den Kuëtissonjon-Bergen, Weg Babungo-Bamessing.

Das Gestein zeigt den Kontakt zwischen dunklem, kryptokrystallinem Basalt und hellem, feinkörnigem Granit. In der Kontaktzone ist der Basalt an Biotit angereichert und enthält stellenweise einige granitische Feldspäte.

U. d. M. erweist sich der Granit als ein typischer Granitit mit Quarz, Orthoklas, Mikroklin, etwas Oligoklas und spärlichem grünlichgebleichtem Biotit. In der Kontaktzone wird das Gestein äußerst feinkörnig und reich an dunkelbraunem Biotit, der Orthoklas bildet weniger Körner, als kleine, nach dem Karlsbader Gesetz einfach verzwillingte Leisten; dazu tritt Titaneisenerz in kleinen Körnern, tropfenförmigen Bildungen und zerhackten Formen und Apatit in zahlreichen feinen schlanken Säulchen und Nädelchen.

Nr. **127.** Granitit am Wege Dumbo-Kentu, vor letzterem Ort.

Dunkelgraues, feinkörniges, biotitreiches Gestein mit größeren Quarz-Feldspatschlieren und spärlicher Schwefelkiesführung. Das Gestein entstammt der Randbildung gegen den Diabas.

U. d. M. erscheint das Gestein als ein feinkörniges allotriomorphes Gemenge von Quarz mit vielem Orthoklas und Plagioklas neben reichlichem stark chloritisiertem Biotit und Eisenerz. Der Biotit enthält hier und da Rutilnädelchen. Akzessorisch reichlich Apatit (öfters $\infty$P. oP und $\infty$P. P. oP). Als Sekundär

produkte innerhalb des Orthoklases Muscovit in feinen Schüppchen und Calzit, der auch sonst im Gesteinsgewebe auftritt. Stellenweise reichlich Schwefelkies.

Nr. **145.** Granitit vom Wege Sop-Ntem.

Helles, gelblichweißes feinkörniges Gestein mit stark zurücktretendem, meist in Brauneisen umgewandeltem Biotit. An einer Stelle eine kleine, aplitartige Schliere.

U. d. M. feinkörniges Gemenge von Quarz mit trübem Orthoklas und spärlichem Mikroklin und Mikroperthit. Spärlich Brauneisen, pseudomorph nach Biotit in Blättchen- und Leistenform. Apatit in einzelnen Körnern oder in Form kurzer, gedrungener Säulen.

Nr. **146.** Granitit des Ngunguë-Massivs, von Kinkau am Wege Ntem-Banjo.

Helles feinkörniges Gestein, hauptsächlich aus Quarz und Feldspat bestehend, mit lokalisiertem, spärlichem, verwittertem Biotit.

U. d. M. erkennt man ein feinkörniges Gemenge von Quarz und Orthoklas, der stark getrübt erscheint, neben sehr spärlichem olivbräunlichem Biotit und etwas Erz. Lokal erscheint schlierenartig ein äußerst feinkörniges Gemenge von Quarz, Orthoklas, Erz und einer moosgrünen Hornblende in Körnerform, dem sich vereinzelter Titanit zugesellt.

Nr. **152–154.** Granitit der Banjoberge. (Nr. **152** u. **153** Schlierenbildungen.)

Der Granitit der Banjoberge ist ein mittelkörniges helles Gestein mit zurücktretendem Biotit und lokaler porphyrartiger Struktur, so daß einzelne Quarze und Feldspäte einsprenglingsartig in einer sehr feinkörnigen Quarz-Feldspat-Biotit-Grundmasse liegen. Die im Gestein auftretenden Schlieren bilden äußerst feinkörnige dunkle, hauptsächlich aus Biotit und Hornblende bestehende Massen, innerhalb deren gelegentlich auch Quarz einsprenglingsartig auftritt.

Der Granitit selbst (Nr. **154**) zeigt einsprenglingsartig ein-

zelne größere unregelmäßig begrenzte Krystalle von Orthoklas, Mikroklin und Quarz innerhalb eines feinkörnigen, allotriomorphen Gemenges derselben Mineralkomponenten mit reichlichem braunen Biotit und etwas Magnetit. Akzessorisch Zirkon in winzigen schlanken Säulen oder kurzen, gedrungenen prismatischen Krystallen und etwas Apatit.

Die Schlieren (Nr. **152** und **153**) bestehen aus einem weit feinkörnigeren Gemenge derselben Mineralien nebst vereinzelten Körnern von grüner Hornblende und Apatit in Form feiner Nädelchen. Gelegentlich zeigen sich einzelne größere Quarzkörner, teilweise in ein körniges Aggregat zerfallen und kranzartig umrändert von feinen, neben einander gelagerten Biotitblättchen. Als Sekundärprodukte finden sich einzelne Epidotkörner und Brauneisen. Eventuell könnte man diese Bildungen als kontaktmetamorph veränderte Gneiseinschlüsse deuten, wenn auch die Grenzen zwischen Schliere und Gestein keine scharfen sind.

Nr. **162.** Granitit, dicht bei Galim.

Heller, feinkörniger Granit mit dunkler schwarzgrüner Schliere von sehr feinem Korn und mit kleinen Feldspateinsprenglingen.

U. d. M. erweist sich das Gestein als ein sehr glimmerarmer Granitit. Die Schliere erscheint als eine basische Ausscheidung, bestehend aus einem Gemenge von kleinen Plagioklasleisten, Magnetit, bräunlichem Biotit und blaugrüner Hornblende. Letztere beiden Mineralien erscheinen in Form zahlreicher Blättchen und Körnchen. Sekundärer Entstehung ist Epidot.

Nr. **163.** Granitit von den Höhen bei Galim.

Nr. **164.** Granit aus dem Mambana bei Galim.

Beide Gesteine gleichen sich mikroskopisch sehr, wenn auch makroskopisch das erstere Gestein mittel- bis grobkörnig, das letztere feinkörnig erscheint. Beide sind rötlichgrau und enthalten neben Quarz und rötlichgrauem Feldspat, Biotit, ersteres

Gestein diesen wiederum mehr frisch, letzteres mehr chloritisiert und mit Epidotneubildung.

U. d. M. zeigen sie ein mittel- bis feinkörniges Gemenge von Quarz und Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit und Mikroklinperthit und spärlichem Oligoklas, denen sich etwas bräunlicher oder chloritisierter Biotit mit reicher Epidotneubildung zugesellt. Magnetit und Titanit sind gern mit dem Bisilikat vergesellschaftet; Apatit tritt im gesamten Gestein verteilt auf. Das Mambana-Geröll läßt außerdem zwei Generationen von Quarz erkennen: eine ältere in rundlichen Körnern oder in Dihexaëderform als Einschluß im Feldspat und eine jüngere, xenomorphe, als jüngste Gesteinsbildung.

Nr. **169.** Hornblendegranitit von den Grasebenen zwischen Tibati und Ngambé.

Feinkörniges helles Granitgestein mit Biotit und Hornblende und mit vereinzelten größeren einsprenglingsartigen Orthoklaskrystallen.

U. d. M. zeigen sich in einer feineren Quarz-Orthoklasmasse, teilweise in granophyrischer Verwachsung, einzelne größere Oligoklase mit feinen Albitzwillingslamellen und Zonarstruktur, sowie einzelne Blättchen und unregelmäßige Körner von Biotit und grüner Hornblende, vergesellschaftet mit Magnetit, Apatit und Titanit.

Nr. **170.** Granitit, am Yafluß am Wege Tibati-Ngambé.

Mittelkörniges rötliches Gestein mit rotem Feldspat, grauem Quarz und grünlichem chloritisiertem Biotit.

U. d. M. ein mittelkörniges Gemenge von Quarz mit frischerem Orthoklas und Mikroperthit und stark getrübtem Oligoklas mit Eisenglanzinfiltration, ähnlich dem Sonnenstein von Twedestrand, untermengt mit chloritisiertem oder grünlich gebleichtem Biotit und Magnetit. Apatit und Titanit, letzterer in Körnern und in Krystallschnitten mit der bezeichnenden Briefkuvertform. Das Gestein zeigt stellenweise Druckerscheinungen.

Nr. **171.** Hornblendegranitit am Wege Tibati-Ngambé.

Feinkörniges weißliches bis grünlichgraues Gestein mit trübweißem Feldspat und grünlichschwarzen Biotit-Hornblende-Aggregaten, die stellenweise schlierenartige Haufwerke bilden. Vereinzelt auch größere einsprenglingsartige Feldspäte.

U. d. M. neben Quarz Orthoklas (an einer Stelle Bavenoer-Zwilling), Mikroklin, Mikroperthit und Oligoklas, sowie zurücktretend, Biotit und grüne Hornblende nebst Magnetit, Apatit und Titanit. Hier und da granophyrische Verwachsung von Quarz und Feldspat.

Als Hornblendegranit mit akzessorischer Augitführung ist ein Gestein vom Niwa-Massiv am Wege Tibati-Ngambé (Nr. **172**) zu bezeichnen. Es ist ein mittelkörniges helles Granitgestein, in dem neben Quarz rötlichweißer Feldspat und schwarzgrüne Hornblende sich etwa das Gleichgewicht halten.

U. d. M. erkennt man neben Quarz und Orthoklas, Mikroperthit und spärlichem Oligoklas größere Aggregate von grüner Hornblende mit Magnetit, Apatit und Titanit, denen sich vereinzelt ein blaßgrünlicher Diopsidaugit zugesellt.

Muscovitgranit findet sich im Bette des Schilli vor Bamenda (Nr. **86**). Das Gestein ist ein feinkörniger heller, weißlicher Granit mit reichlichem Muscovit und mit pegmatitischen Schlieren von Feldspat, Quarz und hellem Glimmer. U. d. M. erweist es sich als ein feinkörniges allotriomorphes Gemenge von Quarz mit Orthoklas und spärlichem Mikroperthit, Mikroklin und Oligoklas, die stellenweise granophyrische Verwachsung zeigen. Daneben tritt reichlich in kleinen Blättchen und Schüppchen farbloser Muscovit auf. Quarz auch als ältere Bildung in Körnern und Dihexaëdern im Feldspat.

## 2. Diorite.

Dioritische Gesteine finden sich nur in zwei Vorkommen, und zwar als Quarzglimmerdiorit am Wege nach Galim (Nr. **165**) und am Wege Galim-Tibati (Nr. **166**), wo es das charakteristische Gestein der Gegend bildet.

Die beiden Vorkommen erscheinen als feinkörnige, schwärzlichgrüne Gesteine mit zurücktretendem Feldspatgehalt. Man erkennt neben Quarz hauptsächlich Biotit und Hornblende. Der Plagioklas tritt gelegentlich auch einsprenglingsartig hervor.

U. d. M. erweisen sie sich als feinkörnige, allotriomorphkörnige Gesteine, die bei ihrem ziemlich reichlichem Orthoklasgehalt wohl nur eine facielle Abänderung eines Granitstockes darstellen, zumal ja auch sonst in der Gegend Granite vorkommen. Neben Plagioklas von Oligoklas- bis Andesin-Charakter, in mehr idiomorpher, z. T. leistenförmiger Gestaltung, findet sich reichlich Orthoklas, Quarz und zu gleichen Mengenteilen olivgrüner Biotit und grüne Hornblende in unregelmäßigen Krystallkörnern, aber mit deutlicher prismatischer Spaltbarkeit. Akzessorisch erscheinen Magnetitkörner, Titanit und Apatit, als Sekundärprodukte Epidot in schwachgrünen Körnern und Muscovitschüppchen im Orthoklas.

### 3. Gabbro.

Zu den Gabbrogesteinen gehören zwei Gesteinsvorkommen am Wege Bamti-Galim (Nr. **161**) und am Wege Sansani-Tup (Nr. **174**).

Beide erscheinen als hypidiomorph-körnige weißlichgrüne bis grünliche Gesteine von mittlerem Korn mit grauweißem, frischem Plagioklas in Körner- und Leistenform, schwarzgrünen Augitkörnern und stellenweise schwärzlichem Glimmer. Im Dünnschliff erscheinen als Hauptbestandteile Plagioklas, hier und da etwas Orthoklas, Diallagaugit, Biotit und Eisenerz, als Akzessoria bräunlichgrüne Hornblende, Quarz, sowie Apatit und Titanit.

Der Plagioklas bildet zumeist isometrische Körner mit deutlicher Albitzwillingslamellierung und gehört seinem optischen Verhalten nach dem Labrador zu. In dem Gestein vom Wege Bamti-Galim tritt er auch vielfach in länglichen Leisten auf. Gelegentlich beobachtet man auch eine Zwillingsbildung nach dem Periklin- und dem Karlsbader Gesetz.

Der Orthoklas bildet vereinzelte größere rundliche Krystallkörner in dem Vorkommen zwischen Sansani und Tup. Wie in seiner Orthoklasführung dokumentiert sich dieses Gestein auch in dem Auftreten von Quarz in kleinen Körnern oder als Zwischenklemmungsmasse und von einzelnen bräunlichgrünen Hornblenden als ein Übergangsgestein zu granitischen oder dioritischen Bildungen.

Der Augit gehört dem Diallag an; er wird im Dünnschliff in grünlichen bis blaßbräunlichen Farben durchsichtig und zeigt häufig die bekannten stäbchenförmigen oder staubartigen Interpositionen, die ihn stark trüben. Gelegentlich zeigt er Verwachsungen mit tiefbrauner Hornblende oder randliche bis fleckige Umwandlung in blaugrüne, uralitische Hornblende.

Die primäre Hornblende wird braun durchsichtig und bildet zumeist unregelmäßige Körner, seltener hypidiomorphe Krystalle. Sie gehört der gemeinen, braunen Hornblende an. Die blaßgrüne uralitische Hornblende hingegen, zeigt meist faserige Ausbildung.

Der Biotit tritt in vereinzelten Blättchen auf und ist bei tiefbrauner Farbe stark pleochroitisch. Hier und da beobachtet man in ihm pleochroitische Höfe.

Eisenerz ist nur spärlich vorhanden, gehört wohl dem Magnetit zu und ist gewöhnlich mit den Bisilikaten vergesellschaftet.

Apatit und Titanit treten in kleinen Krystallen und Körnern auf, Quarz in xenomorphen Körnern als jüngste Bildung im Gesteinsgewebe.

## B. Ganggesteine.

Zu den Ganggesteinen gehören außer gewissen pegmatitischen Bildungen Aplite und Bostonite.

### 1. Aplite.

Die Aplite gehören granitischen Magmen zu und erscheinen makroskopisch als helle grauweiße bis rötlichweiße gleichmäßig

feinkörnige Gesteine, die im wesentlichen aus Quarz und Feldspat bestehen. Vereinzelt treten einzelne der blaurötlichen Feldspäte oder der weißlichen Quarze einsprenglingsartig aus dem Gesteinsgemenge hervor. Ganz akzessorisch erscheinen einzelne kleine grünlichschwarze matte Biotitblättchen, die z. T. ferritisiert sind.

Die beiden Vorkommen dieser Art entstammen dem Bett des Bali vor Tinto (58) resp. hohen steilen Bergrändern am Weg Ntem-Banjo hinter Godjere (150). Sie erscheinen als hypidiomorph-körnige Aggregate von Quarz und Orthoklas, denen sich in dem Bali-Gerölle auch noch spärlich Plagioklas zugesellt. Gelegentlich zeigen Quarz und Orthoklas auch granophyrische Verwachsung. Biotit findet sich ganz akzessorisch und erscheint zum größten Teil in Brauneisen umgewandelt, Eisenerzkörner sind klein und spärlich. Besonders in dem Bali-Gestein zeigt der Biotit in seinen äußeren Umrissen gewisse Anschmelzungserscheinungen und einem ferritischen opacitartigen Rand, was eventuell durch Kontaktwirkung zu deuten ist.

## 2. Bostonite.

Die Bostonite sind graue bis grünlichgraue und grünliche sehr feinkörnige bis dichte Gesteine mit eigenartigem Seidenglanz. Man erkennt hier und da weißlichen Orthoklas und grünlichschwarze Hornblenden in schlanken Säulchen oder in Nadelform; gelegentlich treten einzelne der Gemengteile auch einsprenglingsartig hervor. Stellenweise finden sich auch größere dunkelgrüne, dichte Schlieren, oder Kalkspat und Milchquarz bilden größere Einschlüsse, wahrscheinlich als sekundäre Hohlraumausfüllungen.

Als Quarzbostonit charakterisiert sich ein Gerölle aus dem Monömaté bei Esudan (Ossidinge-Bezirk).

U. d. M. erkennt man ein hypidiomorph-körniges Gemenge von Quarz und Orthoklas, in dem kleine schlanke Hornblendesäulchen oder -nädelchen liegen. Eisenerz ist nur spärlich vertreten. Der Orthoklas zeigt vielfach rechteckige Durchschnitte und Zwillings-

bildung nach dem Karlsbader Gesetz. Die Hornblende gehört dem Arfvedsonit an, sie ist dunkelblaugrün und zeigt einen starken Pleochroismus zwischen dunkelblau bis blaugrün ∥c und gelblich- bis weißgrün ⊥c. Ihre Auslöschungsschiefe beträgt auf M 15—17′, c = a.

Bostonite liegen vor als Gerölle aus dem Nakanda bei Esudan (**35**, **37**, **38**), sowie aus der Gegend bei Batscho-Akagbe am Wege Mamfe-Tinto (Ossidinge-Bezirk) (**53**–**57**).

Auch sie führen gelegentlich etwas Quarz; im allgemeinen aber zeigen sie ein trachytisches Gemenge von Orthoklas mit eingesprengten grünen Hornblendesäulchen und -nädelchen. Die Hornblende erscheint bräunlichgrün bis grünlich mit starkem Pleochroismus, sie gehört, teilweise wenigstens, wohl einer barvekitischen Varietät an. Der Orthoklas bildet mehrfach, besonders in den porphyrischen Gesteinsabarten aus dem Nakanda, größere Einsprenglinge in Leistchenform oder tafelförmig nach M, zumeist aber erscheint er in Form kleiner Leisten und Täfelchen, die sich in fluidaler Anordnung neben und über einander lagern oder strahlige bis federförmige Aggregate bilden. Der Feldspat ist jedenfalls der vorherrschende Gemengteil; gegen ihn treten alle übrigen Gemengteile stark zurück. Neben der häufigeren Hornblende, finden sich in mehr vereinzelten Individuen Eisenerz in Körnerform, Apatit und chloritische und calcitische Neubildungen, die wohl durch teilweise Umwandlung des Biotits entstanden sind, der stets bereits soweit wenigstens angegriffen und verändert ist, daß er grünlich gebleicht erscheint. Die Verwitterung des Gesteins führt in weiterem Fortgang (vergl. Nr. 35) zu reichlicher Neubildung von Chlorit und Calcit, die das Gestein in seinen miarolithischen Hohlräumen erfüllen.

Eines der Gesteine aus der Gegend Batscho-Akugbe (Nr. 55) zeigt, wie schon erwähnt, dichtere schlierige Einlagerungen. Dieselben sind u. d. M. noch feinkörniger und erweisen sich als panidiomorphe Gemenge von Orthoklas, Ägirin und Leucit in schönen regulären Durchschnitten, charakterisieren sich also als leucittinguaitische Abänderungen. Die kleinen Leucitschnitte

zeigen gelegentlich im polarisierten Licht bei eingeschobenem Gipsblättchen vom Rot I. Ordnung schwache optische Anomalien wie Felderteilung und Zwillingsstreifung.

### 3. Pegmatite.

Pegmatitische Bildungen erscheinen in Verbindung mit der Glimmerlagerstätte Esudan (31). wo sie sich in Übergängen aus Granit entwickeln, mit großen grauweißen doppeltspaltenden Orthoklasen,tombakfarbenen blättrigen Biotitkrystallen und grauweißem Quarz und mit akzessorischer Führung von Granat und sekundärer Braueisenbildung, sowie als Turmalinquarzfels am Wege Mamfe-Bissomawang (52). Dieses letztere Gestein verdankt wohl pneumatolytischen Prozessen seine Entstehung. Es erscheint als ein schwärzliches, feinkörniges Gestein, aus Quarz und Turmalin bestehend, letzterer oft in Säulenform. Im Dünnschliff herrscht der Turmalin vor. Er gehört den Eisenturmalinen zu, ist bräunlich bis violett gefärbt, mit deutlichem Pleochismus: $\| c$ blaßbräunlich, $\perp c$ dunkelbraunviolett. Teils bildet er idiomorphe Säulen, teils körnige Aggregate. Stellenweise erscheint er reich an Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen, die ihn dann fast wolkig trüben. Querschnitte zeigen mitunter eine deutliche Zonarstruktur, die sich durch einen Wechsel der Farben bemerkbar macht.

Des weiteren mag hierher ein Gestein gestellt werden, das am Biette ansteht am Weg von Tinto zur Faktorei Tinto der Gesellschaft Nordwest-Kamerun (Nr. 73). Es erscheint uls ein durch reichliche Beimengung von Epidot grünlich gefärbtes Quarzgestein und ist am besten als Epidot-Quarzfels zu bezeichnen. Es erweist sich u. d. M. als ein körniges Gemenge von Quarz und Epidot, dem als Akzessoria sich Apatit und Titanit spärlich zugesellen. Vielleicht aber auch gehört es zur Verwandtschaft der krystallinen Schiefergesteine.

## C. Kontaktgesteine.

In Beziehung zu dem Granit der Gegend von Kentu steht wohl ein im Dorfe Laka in den Kentubergen anstehendes Gestein (Nr. **128**), das als ein kontaktmetamorph beeinflußtes Schiefergestein anzusehen ist und am besten wohl als Biotitschieferhornfels bezeichnet wird.

Makroskopisch erscheint es als ein grünlichschwarzer Quarzitschiefer, dessen einzelne Lagen durch Brauneiseninfiltration noch deutlicher hervortreten. Innerhalb der dichten quarzitischen Masse erkennt man einzelne kleine Feldspateinsprenglinge.

U. d. M. erkennt man eine äußerst feinkörnige Quarzmasse, die von zahlreich parallel gelagerten winzigen bräunlichen Biotitblättchen durchsetzt wird. Die Quarzkörner sind mit einander verzahnt und oft in der Schieferungsrichtung gestreckt. Die kleinen rundlichen und zackigen Biotitblättchen und -schüppchen sind des öfteren ferritisiert und mit Brauneisen erfüllt. Gleichfalls der Schieferungsrichtung parallel, lagern einzelne größere Orthoklaseinsprenglinge in länglichen bis rechteckigen Schnitten, aber ohne eigentliche Krystallumgrenzung. Sie wirken nur schwach auf das polarisierte Licht und zeigen fleckige bis felderartige Auslöschung. Randlich sind sie meist von einer schmalen feinkörnigen Quarzaureole umgeben; die feinschieferigen Lagen der Gesteinsmasse biegen um sie herum. Akzessorisch erscheint Zirkon in deutlichen prismatischen Kryställchen der Form $\infty$P. P und Eisenerz, das vielleicht dem Titaneisenerz zugehört, da hier und da eine Art von schmalem Leukoxenrand an demselben zu beobachten ist. Ganz vereinzelt tritt auch in säulenförmigen Schnitten bräunlicher Eisenturmalin auf, mit deutlichem Pleochroismus in bräunlichen und grauvioletten Tönen.

Während in diesem Gestein die kontaktmetamorphe Einwirkung des Granits zu erkennen ist, erweist ein Gestein dicht beim Dorfe Bebe Gato am Wege nach Dumbo (Nr. **130**) den Kontakt eines Eruptivganges und zwar eines diabasporphyritischen oder melaphyrischen Gesteins mit Granit oder Biotitgneis.

Man erkennt im Handstück innerhalb des braunen Gesteins keine weiteren Details; im Schliff sieht man auf der einen Seite Bestandteile des Granites oder Gneises, nämlich unregelmäßige Krystallschnitte von Orthoklas (stark getrübt, mit Brauneisen-infiltration), Mikroklin, Quarz und dunkelbraunem, teilweise opacitiertem Biotit, zwischen denen und innerhalb derer, auf Rissen und Klüften eine dunkel- bis hellbraun durchscheinende, paragonitartige Masse eingedrungen ist, die auch meist die Hauptmasse des Schliffes bildet. Sie zeigt stellenweise fluidalsträhnige Struktur, ist aber zum größten Teil sphärolithisch entglast. Die kleinen Sphärolithe zeigen stets zwischen Nicols ein negatives Interferenzkreuz. An einzelnen helleren Stellen erkennt man kleine winzige Plagioklasleistchen und feinkörnige bräunliche Augitaggregate, die zu dem porphyritischen Gestein überleiten. Die Kontaktwirkung beruht hier also auf dem kaustischen Vorgang der Einschmelzung des granitischen oder gneisartigen Nebengesteins. Sie führte zur Bildung einer glasigen Übergangszone, ein Vorgang, der übrigens nach Rosenbusch wohl bei Basalten, nicht aber bei diabasporphyritischen und melaphyrischen Gesteinen bisher bekannt war[1].

Ein drittes Kontaktgestein am Wege Bebe Gato-Dumbo (Nr. 134) zeigt den Übergang von einem rötlichen mittelkörnigen Hornblendegranit zu einem grünlichschwarzen feinkörnigen feldspatführenden Gestein mit typischer Hornfelsstruktur.

U. d. M. besteht der Granit aus getrübtem Orthoklas, klarem Mikroklin, grüner Hornblende, Titanit und spärlichem Erz. In der Überganszone zu dem Hornfels entwickelt sich reichlich Muscovit und Epidot in ziemlich großen Blättchen und säulenförmigen Krystallen. Der Hornfels selbst besteht dann aus einem feinkörnigen Gemenge rundlich-eckiger Körner von Quarz, Orthoklas nebst spärlicher grünlicher Hornblende und mit reichlichem blaßgrünlichen diopsidischen Augit. Dabei ist in weiterem Abstand vom Granit eine stete Abnahme der Hornblende und Zunahme des Augits zu konstatieren.

---

[1]) Vergl. H. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1898, S. 320.

## D. Ergußgesteine.

### 1. Quarzporphyre.

Quarzporphyre sind nur in zwei Vorkommen vertreten. Das eine dieser Gesteine ist ein Geröll aus dem Moane bei Biteku (Nr. **45**) und ist ein Mikrogranit, das andere entstammt den Hängen des Batpui (Nr. **106**) und ist ein Felsitporphyr.

Das erstere ist ein graugrünliches Porphyrgestein mit idiomorphen Einsprenglingen von Quarz in Dihexaëderform und Orthoklas mit gelegentlicher Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz. Die Grundmasse erscheint dicht und kryptokrystallin. U. d. M. erkennt man zahlreiche Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas in einer mikrokrystallinen Grundmasse. Die Quarzeinsprenglinge zeigen zumeist unregelmäßige Umrisse, z. T. korrodierte Dihexaëderform. Hier und da sind sie reich an linear angeordneten, also flächenhaft eingelagerten Gaseinschlüssen; vereinzelt zeigen sie eine durch feine Spaltrisse angedeutete kugelschalige Absonderung. Die Einsprenglinge von Orthoklas zeigen auch nur in seltenen Fällen idiomorphe Begrenzung durch o P, ∞P, P$\bar{\infty}$, 2 P$\bar{\infty}$ und ∞P$\grave{\infty}$, zumeist haben sie unregelmäßige Umrisse. Gelegentlich erkennt man eine Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz, mitunter in mehrfacher Wiederholung. — Die Grundmasse besteht aus einem allotriomorph-körnigen Gemenge von Quarz und stets getrübtem Orthoklas, denen zahlreiche kleine grüne, chloritisierte Biotitblättchen und -schüppchen, und Eisenerz in feinen Körnchen zwischengelagert sind. Die kleinen Biotitblättchen umranden vielfach aureolenartig die Quarzeinsprenglinge. Vereinzelt beobachtet man sonst noch Apatit in schlanken nadelförmigen Säulchen.

Das zweite Vorkommen von den Hängen des Batpui (Nr. **106**) ist grauschwarz und reich an kleinen Einsprenglingen von rötlichweißem, trübem Orthoklas und farblosem, klarem Quarz in Dihexaëderform. Die Grundmasse erscheint dicht.

U. d. M. erkennt man in felsitischer Grundmasse zahlreiche korrodierte und zerbrochene Einsprenglinge von Quarz und Ortho-

klas, denen sich Biotit zugesellt. Der Quarz zeigt vielfach pyramidale Formen, gelegentlich tritt noch das Prisma hinzu. Der Orthoklas ist nur selten idiomorph scharf entwickelt, meist bietet auch er nur unregelmäßige Krystalldurchschnitte. Oft ist er stark getrübt, bald zentral, bald randlich oder in fleckiger Weise. Der Biotit erscheint gelbbraun und bildet dicke, nach oP tafelförmige Krystalle. Schnitte nach oP zeigen vielfach deutliche, ungefähr hexagonale Umgrenzung. Er wirkt nur noch wenig auf das polarisierte Licht infolge reichlicher ferritischer feinkörniger Ausscheidungen, so daß er stellenweise wie opacitiert erscheint. — Die Grundmasse ist felsitisch und besteht aus einem kryptomeren, innigen Gemenge von Quarz und Feldspat; reichliche Eisenerzeinlagerungen, in Form winziger Körnchen und Pünktchen lassen in ihrer wolkigen Verteilung in ihr vielfach deutliche Fluidalstruktur erkennen. Infolge dieser fluidalen Struktur entstehen stellenweise eckige und linsenförmige Räume, innerhalb derer die Grundmasse krystalliner und als ein deutlich erkennbares Gemenge kleiner Quarz- und Orthoklaskörner, z. T. in granophyrischer Verwachsung, entwickelt ist. — Akzessorisch erscheint innerhalb des Gesteinsgewebes etwas Magnetit in kleinen Krystallen und Körnern, Titaneisenerz mit Leukoxenrand und Zirkon; sekundär in lokaler Verteilung Brauneisenerz.

## 2. Quarzfreie Porphyre und Trachyte.

Zur Gruppe der Orthophyre gehören drei Vorkommen vom Aufstieg zum Pik von Kentu (Nr. **129**), als Flußgeröll im Madjendere bei Godjere am Weg nach Banjo (**149**) und aus dem Mao-Banjo am Weg Banjo-Galim (Nr. **155**).

Es sind graue bis gelblichgraue, bisweilen stark von Brauneisen infiltrierte kleinporphyrische Gesteine mit Einsprenglingen von trüben, weißen bis gelblichweißen oder bräunlichen Orthoklasen, die gelegentlich bis $^1/_2$ cm groß werden, in tafelförmigen oder säulenförmig nach -a gestreckten Krystallen, denen sich gelegentlich noch verwitterter, z. T. in Brauneisen umgewandelter

Biotit zugesellt. In den ersten der drei Gesteine beobachtet man noch hier und da Eisenkies in kleinen blitzenden Fünkchen.

U. d. M. erkennt man zahlreiche stark getrübte und nur wenig optisch wirksame Einsprenglinge von Orthoklas (z. T. Karlsbader Zwillinge), seltener solche von zersetztem Biotit in kleinen Leistchen und Blättchen, an dessen Stelle feinkörniges Brauneisen, winzige Augitkryställchen und stellenweise heller muscovitischer Glimmer getreten ist. Hier und da zeigen die Feldspateinsprenglinge in der Randzone eine kranzförmige Anhäufung von schlauchförmigen Interpositionen. — Die Grundmasse zeigt in den ersten beiden Gesteinen Trachytstruktur und besteht aus zahlreichen trüben, hypidiomorphen Orthoklaskryställchen in Form von Täfelchen und Säulchen, denen sich ganz gelegentlich einzelne kleine Quarzkörnchen zugesellen. In dem dritten der Gesteine ist sie so stark von Brauneisen infiltriert, daß man nur wenige Einzelheiten erkennen kann, doch treten hier vielfach kleine, oft terminal pinselförmig ausgefranste Feldspatleistchen in Erscheinung, die sich stellenweise zu knäuel- und sternförmigen Aggregaten vereinigen. Hier und da erkennt man auch Fluidalstruktur oder sphärolitische Aggregation.

In reicher Verbreitung finden sich aber die geologisch jüngeren Äquivalente der Orthophyre, die Trachyte im Innern von Nordwestkamerun. Besonders um Bambuluae und Bamenda bilden sie das charakteristische Gestein der Gegend und verleihen diesem Gebiete in ihren hellen, grauen, gelblichen, rötlichen bis violetten Farben ein bezeichnendes Landschaftsbild.

Die vorliegenden Gesteine dieser Art sind fast ausschließlich mehr oder minder einsprenglingsreiche, porphyrische oder fast dichte, helle Gesteine mit meist rauher, seltener dichter, vielfach fein poröser Gesteinsmasse. Von vitrophyrischen Ausbildungen liegt nur ein einziger Obsidian vor (Nr. **99**). Eine weniger porphyrische als granitisch-körnige Abart bildet der Trachyt vom Kratersee des Bambuluaë (Nr. **93**). Viele der Gesteine, besonders der Bamenda-Gegend, zeigen ein buntfleckiges bis geflammtes Aussehen nach Art der von W. Reiß und anderen

s. Zt. als Eutaxite beschriebenen Eruptivgesteine, indem rötliche bis violette Partieen in regelloser Anordnung sich mit gelblichen bis weißgrauen Partien mischen und sich durchdringen. Vielfach umschließen diese Gesteine auch richtige Gesteinsbrocken von mehr krystalliner Struktur oder enthalten solche in schlieriger Verwebung. Nach dem mikroskopischen Bild erweist sich diese Eutaxitstruktur nur als die Folge einer wechselnden Textur dieser Gesteine, indem ihre Grundmasse bald mehr mikrogranitisch, bald mehr felsitisch struiert ist und erstere Teile dann reichlicher von sekundären Brauneisenkörnern infiltriert sind als die letzteren.

In gelegentlichen größeren Hohlräumen eines Trachytgerölles aus dem Banga bei Njombe (Nr. 18) treten drusenförmig kleine 2—3 mm große, blaßviolette Amethytkrystalle auf von der Form P oder P $\infty$P.

Die Farben der Gesteine schwanken zwischen weißlichen, grauen, gelblichen, rötlichen und violetten Tönen, seltener beobachtet man grünliche bis schwärzlichgrüne Färbungen. Manche der Trachyte erscheinen makroskopisch dicht und ohne Einsprenglinge, zumeist aber tritt in mehr oder minder großer Zahl Sanidin, seltener Biotit oder schwärzlicher Augit als Einsprengling auf. Die Sanidine bilden meist kleine Tafeln nach M, umgrenzt von $\infty$P, oP und P$\bar{\infty}$ oder erscheinen als nach der a-Achse gestreckte schlanke Säulen. Sie sind nur selten glasig frisch, meist sind sie trüb und erscheinen gelblichweiß bis rötlich; des öfteren auch sind sie durch reichliche Brauneiseninfiltration gelbbraun bis bräunlich gefärbt. Der Biotit tritt makroskopisch nur selten deutlich in Erscheinung. Er bildet meist dünne Blättchen von schwärzlicher bis bräunlicher Farbe, die fast in allen Fällen in Brauneisen umgewandelt sind. Augit bildet vereinzelte schwärzliche Krystallkörnchen.

Viele der Gesteine sind wohl weniger verwittert, als wie durch Gasexhalationen und Fumarolenwirkung gebleicht und zersetzt. Als Hauptprodukt dieser Einwirkung erscheint infolge der Zersetzung der Bisilikate eine reichliche Ausscheidung von Braun-

eisen, das in feinkörniger Verteilung diese pseudomorph erfüllt und das Gesteinsgewebe auch sonst infiltriert. Des öfteren tritt auch durch die Verteilung des Brauneisens im Gestein eine gewisse Schichtstruktur der Gesteine deutlicher in Erscheinung, die wohl durch das dünnschichtige Übereinanderfließen der Laven zu erklären ist. Im Zusammenhang damit steht wohl auch eine des öfteren zu beobachtende stärkere Zerbrechung der Sanidineinsprenglinge oder Biegung und Stauchung der dünnen Biotitblättchen[1]).

U. d. M. erkennt man meist porphyrische Struktur. Unter den Einsprenglingen herrscht der Sanidin, der zumeist recht frisch und klar durchsichtig erscheint. Er bildet schlanke, vielfach quergegliederte Säulen oder breitere Tafeln mit teilweiser Flächenumgrenzung. Vielfach zeigen die Krystallschnitte Biegungen und Zerbrechungen oder Korrosionserscheinungen. Manche derselben bergen randlich zahlreiche Einlagerungen kleiner schlauch- bis wurmförmiger Glaseinschlüsse. Gelegentlich beobachtet man auch eine Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz. Eine Folge der Zersetzung des Gesteins ist seltener eine Trübung des Sanidins durch beginnende Neubildung von Muscovit- oder Kaolinschüppchen als eine einsetzende Opalisierung, zufolge deren die Krystallschnitte im polarisierten Licht nur noch wenig optisch wirksam erscheinen. Oft auch macht sich diese nur randlich bemerkbar. Auf Spaltrissen und Klüften der Krystalle zeigt sich häufig auch eine reichliche Einlagerung von körnigem Brauneisen.

Der Biotit des Gesteins ist nur selten noch frisch. Seine kleinen dünnleistenförmigen Durchschnitte oder basalen Blättchen sind fast stets in Brauneisenaggregate pseudomorph umgewandelt oder zeigen opacitische Resorption.

Der Augit bildet kleine kurzsäulenförmige Krystalle, im Querschnitt oft mit deutlicher prismatischer und pinakoidaler

---

[1]) Vergl. meine gleichen Beobachtungen an den Dacitgesteinen des Quilotoa in Ecuador in: Die Gesteine der ekuadorianischen Westkordillere von Rio Hatuncamabis zur Sierra Hangagua. Inaug.-Diss. Berlin 1903.

Umgrenzung oder kleine körnige Aggregate. Er ist diopsidartig und wird mit blaßgrünlichen Farben durchsichtig, zeigt öfters eine Umrandung von Brauneisen und ist vielfach poikilitisch mit Eisenerz verwachsen. Gelegentlich beobachtet man auch Hypersthen (Nr. 66) in schlanken Säulchen.

Vereinzelt tritt auch unter den Einsprenglingen ein trikliner Feldspat auf, mit Albitzwillingslamellen, der sich als Oligoklas erweist (Nr. 66) oder Anorthoklas (Nr. 95) mit äußerst feinem lamellarem Zwillingsbau.

Eisenerz erscheint in einzelnen Körnern und Krystallschnitten und ist vielfach mit Augit verwachsen.

Gelegentlich auch beobachtet man Olivin in einzelnen Körnern (Nr. 66) oder bräunliche Hornblende (Nr. 68).

Die Grundmasse erscheint in den meisten der Gesteine hypidiomorph krystallin. Sie besteht hauptsächlich aus Sanidin in leistenförmigen und rechteckigen Schnitten, die sich in der typischen Form der sog. trachytischen Grundmasse associieren. Vielfach bilden sie Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Zwischengelagert erscheinen zumeist Eisenerz und Augit in Körnchen und mikrolithischen Nädelchen. Häufig erkennt man eine fluidale Anordnung der Feldspatleisten; stellenweise auch äußert sich die Fluidalstruktur in der gebogen strähnigen Verteilung des feinen Eisenerzpigments. Als Sekundärprodukt erfüllt vielfach Brauneisen das Gestein, das auch gelegentlich in größeren Körnern auftritt, die braunrot durchsichtig sind und schwachen Pleochroismus zeigen. In manchen der Gesteine erscheint die Struktur der Grundmasse stellenweise dichter, mehr felsitisch und zeigt dann auch Neigung zu sphärolithischen Bildungen. Auf dieser wechselnden Zusammensetzung derselben beruht auch die schon oben erwähnte Eutaxitstruktur gewisser Trachyte. Schlierige, mehr mikrogranitische Bildungen von allotriomorph-körnigem Feldspat mit Erzpigment treten auch gelegentlich auf.

Dem Gesteinsaufbau nach gehören die untersuchten Trachyte zwei deutlich geschiedenen Gruppen an, den Biotittrachyten mit Einsprenglingen von Sanidin und Biotit, und den Augit-

trachyten mit Augit neben Sanidin als Einsprengling und in der Grundmasse. Manche allerdings auch lassen nur Sanidin als Einsprengling erkennen und sind daher nicht näher zu klassifizieren.

Zur Gruppe der Biotit-Trachyte gehören:

Nr. **14** u. **15**. Flußgerölle aus dem Mbele zwischen Njanga und Bajäle.

Das erstere Gestein zeigt porphyrische Struktur und enthält in einer gelblichgrauen feinkörnigen Gesteinsmasse spärliche Einsprenglinge von Sanidin. Der Biotit ist durchweg zersetzt. Sekundäre Brauneiseninfiltration. — Das letztere ist weiß- bis gelblichgrau und dicht. Die Verteilung des Brauneisens im Gestein offenbart eine gewisse Lagenstruktur. U. d. M. erkennt man in einer trachytischen Grundmasse nur ganz vereinzelte Einsprenglinge von Sanidin und Biotit.

Nr. **18**. Gerölle aus dem Banga bei Njombe.

Bläulichgrau, kleinporös, fast einsprenglingsfrei. In den Hohlräumen, die zumeist mit einer weißlichen Sinterkruste ausgekleidet sind, gelegentlich kleine violette Amethystkrystalle.

U. d. M. spärliche Einsprenglinge von Sanidin und zersetztem Biotit. Innerhalb der trachytischen Grundmasse Quarz (Amethyst) auf mikrolithischen Hohlräumen.

Nr. **32**. Geröll des Makokome bei Esudan.

Rötlich- bis weißlichgraues porphyrisches Gestein mit einzelnen rötlichen Sanidinen.

U. d. M. erscheinen die Sanidineinsprenglinge wenig idiomorph entwickelt. Spärliche Quarzführung der Grundmasse, deren Feldspäte durchweg rechteckige Umrisse zeigen. Biotit zersetzt, Brauneisenbildung.

Nr. **61**. Vom Wege Mamfe-Tinto.

Graue feinkörnige Gesteinsmasse mit einzelnen kleinen Sanidineinsprenglingen.

U. d. M. fast einsprenglingsfrei, reich an zersetztem Biotit. Brauneisen reichlich, besonders längs Gesteinsklüften. Spärlich Quarz in kleinen Körnchen.

Nr. 75. Geröll aus dem Manyu bei Tajon (nahe der Hängebrücke).

Blaßgelblichgraues Gestein, fast dicht, mit Einsprenglingen vereinzelter kleiner Sanidine und von reichlichem, grünlich verwittertem Biotit.

U. d. M. erkennt man in trachytischer Grundmasse spärliche kleine Sanidine, die nur schwach polarisieren, und zahlreiche in Brauneisen umgewandelte Biotitblättchen. Akzessorisch erscheint mit dem Brauneisen Pyrit in kleinen Körnchen vergesellschaftet.

Nr. 94. Vom Rande des Kratersees bei Bambuluae.

In gelbbrauner, fast dichter Gesteinsmasse wenige kleine Sanidineinsprenglinge, die von Brauneisen infiltriert sind.

U. d. M. als Einsprenglinge zahlreiche kleine Sanidine, einzelne Oligoklase, reichlich zersetzter Biotit, etwas Magnetit. Die Feldspäte zeigen meist unregelmäßige Umrisse, der Biotit erscheint öfters in sechsseitigen Täfelchen. Reichlich Brauneisen im Gestein, wie auch in den Feldspateinsprenglingen und an Stelle des Biotits.

Nr. 101. Von den Höhen bei Bakembat.

Rötlichgraues bis grauviolettes, einsprenglingsfreies Gestein, mit Brauneiseninfiltration.

U. d. M. übertrifft der Sanidin als Einsprengling den der Grundmasse nur wenig an Größe. Zumeist ist er wie der vorhandene Biotit von Brauneisen erfüllt. Grundmasse trachytisch.

Nr. 116. Vom Wege Mwelle-Babungo.

Bräunlichroter dichter Trachyt mit zahlreichen kleinen Sanidineinsprenglingen.

U. d. M. zahlreiche, oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Sanidineinsprenglinge, gelegentlich auch in spitzrhombischen Schnitten nach Art des Feldspats der Rhombenporphyre, wenig ferritisierter Biotit und etwas Magnetit. Grundmasse trachytisch mit viel Brauneisen.

Zu den Augit-Trachyten gehören:

Nr. **62.** Vom Wege Mamfe-Tinto.

In einer grauen feinkörnigen Gesteinsmasse kleine vereinzelte Einsprenglinge von Sanidin.

U. d. M. erkennt man in trachytischer Grundmasse, aus getrübten Feldspatleistchen, mit Augitkörnchen und Magnetitkryställchen vermischt, bestehend, zahlreiche Einsprenglinge von Sanidin (öfters Karlsbader Zwillinge) und von vereinzelten idiomorphen, im Querschnitt von $\infty P . \infty P \bar{\infty} . \infty P \breve{\infty}$ begrenzten Augiten. Letzterer erscheint durchweg zu Brauneisen und Calcit zersetzt, auch die Sanidine zeigen beginnende Muscovitneubildung.

Nr. **66.** An der Hängebrücke über den Nerebebediē.

Schwärzlichgrünes Gestein mit einzelnen Sanidineinsprenglingen, das z. T. eine druckschieferige Ausbildung zeigt.

U. d. M. sieht man zahlreiche Einsprenglinge von Sanidin, vereinzelte von Oligoklas und in kleinen ungefähr säulenförmigen Krystallen von blaßgrünlich durchsichtigem Augit, denen sich spärlicher Magnetit zugesellt. Der Augit gehört teilweise dem Hypersthen zu. Akzessorisch erscheinen einzelne Körner von Olivin mit breitem Brauneisenrand. Die Grundmasse zeigt bei trachytischer Struktur reichlich Sanidin in Leistenform oder in rechteckigen Schnitten, Augit in kleinen Säulchen und Körnchen und Magnetit. — Das Gestein erweist nach Mineralbestand und Struktur verwandtschaftliche Beziehungen zum Trachyt des Arsostromes auf Ischia.

Nr. **95.** Vom Wege Bamenda-Babanki-Tungo.

Grünlichschwarzer Trachyt mit zahlreichen größeren Einsprenglingen von Sanidin.

U. d. M. erkennt man viele große Einsprenglinge von Sanidin, die z. T. mit Anorthoklas vergesellschaftet sind und einige wenige größere Augiteinsprenglinge, die mit Magnetit, der auch sonst als Gemengteil auftritt, poikilitisch verwachsen sind. Die trachytische Grundmasse ist reich an Brauneisen, das gelegentlich auch in größeren Butzen auftritt, und besteht aus kleinen Sanidin-

leistchen, untermischt mit Magnetitkörnchen und winzigen Augitkryställchen, hier und da mit Fluidalstruktur.

Nr. **102.** Typisches Bambuluae-Gestein, vom Aufstieg von Bagam nach Bambuluae.

Schwarz- bis graugrünes Gestein mit dichter Grundmasse und zahlreichen Einsprenglingen von Sanidin und einigen wenigen von schwarzgrünem Augit. Die Sanidine sind vielfach durch Brauneisen dunkel gefärbt; letzteres auch sonst häufig im Gestein.

U. d. M. beobachtet man in einer feinen, an Brauneisen reichen trachytischen Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von Sanidin, die oft zerbrochen und auseinander gerissen erscheinen, und wenige kleine Einsprenglinge von grünlichem Augit, der gelegentlich randlich und auf Klüften Brauneisenbildung zeigt. Brauneisen erscheint auch des öfteren in Form kleiner braunroter Blättchen, durchsichtig und mit deutlichem Pleochroismus. Vielleicht auch handelt es sich hier um die als Rubinglimmer bekannte Abart des Goethits. Gleiche Blättchen erfüllen auch vielfach auf Klüften die Sanidineinsprenglinge.

Nr. **90.** Von Bagangu bei Bamenda.

Rötlichgraues porphyrisches Gestein mit dichter Grundmasse und zahlreichen Einsprenglingen von Sanidin. Gelegentlich wechselnde, eutaxitische Färbung.

U. d. M. erkennt man zahlreiche kleine Sanidineinsprenglinge mit beginnender Muscovitneubildung und einzelne sehr kleine zersetzte Augite. Die Grundmasse erscheint mehr felsitisch und zeigt schlierige Verteilung des Eisenerzpigments und des sekundär gebildeten Brauneisens.

Nr. **91.** Von ebendaher.

Gelblichgraues Gestein mit reichlichen Sanidineinsprenglingen und mit dichter Grundmasse.

U. d. M. zahlreiche Einsprenglinge von Sanidin, oft mit Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz, und von zersetztem Augit, an dessen Stelle randlich Brauneisen und im Innern Calcit getreten ist. Vereinzelt Titaneisenerz mit rand-

licher Leukoxenbildung. Die trachytische Grundmasse ist sehr feinkrystallin und besteht aus Sanidinleistchen, Augitkörnchen, Eisenerz und Brauneisen.

Nr. **93.** Vom Kratersee bei Bambuluae.

Kleinkörniges weißliches bis dunkelgelbgraues Gestein mit zahlreichen Sanidineinsprenglingen.

U. d. M. erkennt man in einer felsitischen Feldspatgrundmasse mit Erz- und Augitkörnchen zahlreiche kleine Sanidineinsprenglinge in z. T. verrundeten Säulen und Täfelchen, sowie spärliche kleine, zersetzte Augitkryställchen und etwas Magnetit. Spärlich Brauneisen.

Zu den Trachyten schlechthin gehören endlich:

Nr. **65.** Von den Fällen des Bako.

Graues feinkörniges, fast dichtes Gestein ohne Einsprenglinge.

U. d. M. erkennt man nur eine fluidalstruierte trachytische Grundmasse, aus vielfach parallelgelagerten Sanidinleistchen bestehend, mit eingelagertem Brauneisen. Hier und da hat sich auf miarolithischen Hohlräumen Quarz abgeschieden in kleinen xenomorphen Körnern.

Nr. **68.** Am Flüßchen Bafing vor Tinto.

Graublaues Gestein mit dichter Grundmasse und zahlreichen kleinen glasigklaren Sanidineinsprenglingen.

In feinkrystalliner Grundmasse von Sanidinleistchen, Augitsäulchen und Erz kleine Sanidineinsprenglinge, meist schlanksäulenförmig, öfters in Form Karlsbader Zwillinge, etwas Erz und ganz akzessorisch einige Kryställchen von brauner Hornblende.

Nr. **87—89.** Von Bamenda.

Alle drei Gesteine zeigen eutaxitische Ausbildung. Man erkennt in einer rötlich und grauweiß bis schwärzlich geflammten oder streifig gefärbten fast dichten Gesteinsmasse kleine Einsprenglinge von Sanidin, sowie weißliche oder schwärzliche brocken- oder schlierenartige Einschlüsse von mehr granitischkörniger oder kleinporphyrischer Art.

U. d. M. beobachtet man zahlreiche kleine Sanidineinsprenglinge und etwas Erz bei vorherrschender Grundmasse. Dieselbe besteht, der eutaxitischen Ausbildung entsprechend, aus einem regellosen, oft wolkigen Wechsel von Teilen mit mehr körniger oder trachytischer Struktur und von felsitischer bis felsitisch-sphärolithischer Art. Letztere erscheinen klarer und freier von Eisenerz oder zeigen dieses in feinster Verteilung, erstere sind reichlich erfüllt von Limonit. Die kleinen Feldspatsphärolithe zeigen stets ein negatives Interferenzkreuz.

Nr. **110.** Vom Wege Bamum-Bansso (Bangola-Weg).

Violettgraues Gestein mit fast dichter Grundmasse und einzelnen trübweißen kleineren und größeren Sanidineinsprenglingen.

Im Dünnschliff sieht man nur wenige Einsprenglinge von verwittertem Sanidin, z. T. mit Epidotbildung und etwas Magnetit. Die Grundmasse ist mehr felsitisch; die kleinen Feldspätchen treten schlierig zusammen, so daß durch gleiche optische Orientierung derselben größere Pseudo-Individuen entstehen. Auch das feinkörnige Eisenerz ist schlierig-streifig im Gestein verteilt.

Nr. **118.** Aus den Kuëtissonjon-Bergen am Wege Babungo-Bamessing.

Hellbläulicher, grünlichgrau geflammter Trachyt mit wenigen kleinen Sanidineinsprenglingen.

U. d. M. beobachtet man einzelne kleine Sanidineinsprenglinge in einer felsitischen Feldspatgrundmasse. Schon im gewöhnlichen Licht erkennt man rundliche, an feinstem Eisenerz reiche Partieen, die regellos in der sonst farblosen Grundmasse lagern. Zwischen ×Nicols erweisen sich jene als Feldspatsphärolithe mit negativem Interferenzkreuz, diese als felsitische Grundmasse.

Nr. **138.** Geröll aus dem Bette des Keme auf dem Wege Andi-Ko.

Graues Trachytgestein mit zahlreichen kleinen Sanidineinsprenglingen, stellenweise rötlich geflammt.

U. d. M. enthält das Gestein schön idiomorph entwickelte Sanidineinsprenglinge. Die mehr felsitische Grundmasse ent-

hält neben Feldspat zahlreiche winzige nadelförmige Augite, von Brauneisen erfüllt und sekundär Körnchen und Flecken von Calcit und etwas Quarz.

Nr. 151. Vom Banjoberg.

Grünlichgraues Gestein mit dichter Grundmasse und gelblichbraunen glasigen Feldspateinsprenglingen; hier und da eutaxitische Flammung.

U. d. M. wenige Sanidine in einer felsitischen, z. T. sphärolithischen Feldspatgrundmasse. Fleckige Verteilung des feinstkörnigen Eisenerzes.

Zu den vitrophyrischen Trachytbildungen endlich gehört der Obsidian vom Wege Babanki-Tungo-Bakembat beim Aufstieg zum Rand des alten Einbruchkraters.

Makroskopisch erscheint er als ein glasiges, schwarzes, splittriges Gestein, in blätterigen Lagen sich absondernd, mit vereinzelten Einschlüssen heller, weißlicher Trachytbrocken.

U. d. M. erkennt man in einer fluidalstruierten schwach bräunlichen, an Gaseinschlüssen reichen Glasmasse, die mit felsitisch entglasten farblosen Partieen innigst gemischt ist, einige wenige sehr kleine Sanidineinsprenglinge und als eckige Gesteinseinschlüsse Brocken mit trachytisch struierter Gesteinsmasse.

### 3. Diabase, Melaphyre und Basalte.

Diabase sind in einzelnen Vorkommen vertreten, z. T. als eigentliche Diabase mit ophitischer oder Intersertalstruktur, z. T. als Olivindiabase.

Zu ersterer Art gehört:

Nr. 17. Geröll des Banga bei Njombe.

Das schwarzgrüne, fast dichte Gestein enthält mit der Lupe noch erkennbare kleine Plagioklasleistchen und grünlichschwarze Körnchen von Pyroxen.

U. d. M. zeigt es bei typischer divergent-strahliger Struktur zahlreiche zwillingslamellierte Plagioklasleisten, eingebettet in einem Gemenge von rötlich durchsichtigem Augit, untermischt

mit Eisenerz und Apatit. Der Plagioklas steht seinem optischen Verhalten nach zwischen Andesin und Labrador und erscheint recht frisch; der Augit weist meistens keine eigenen Krystallformen auf, sondern ist in seiner Umgrenzung durch die benachbarten Plagioklasleisten bestimmt; er zeigt beginnende, ziemlich reichliche Calcitneubildung neben spärlichem grünlichen Chlorit; das Eisenerz bildet Körner, z. T. in zerhackten Formen, und gehört dem Titaneisenerz an, hier und da auch mit schwacher Leukoxenbildung; Apatit bildet lange Nadeln, vielfach mit zentraler, einschlußreicher Achse. Ganz vereinzelt tritt in Blättchen und Schüppchen ein rötlichbrauner Biotit auf.

**Nr. 39.** Geröll im Oberlauf des Nakanda bei Esudan (Ossidingebezirk).

Das weißgrünliche Gestein enthält bei diabasisch-körniger Struktur zahlreiche weiße Plagioklasleistchen.

U. d. M. zeigt es typische Intersertalstruktur, indem in den Zwickeln zwischen den in Augit eingebetteten Plagioklasleistchen eine von Feldspat, Erz und Augitkörnchen gebildete Zwischenklemmungsmasse liegt. Die Plagioklasleistchen des Gesteins, meist nach dem Albitgesetz verzwillingt, vereinigen sich häufig zusammen mit den Augitsäulchen zu moosartigen bis eisblumenähnlichen Aggregaten. Der Augit bildet Körner oder schlanke quergegliederte Säulen; Titaneisenerz tritt in Körnern, zerhackten Formen und strichförmigen Durchschnitten auf; Apatit erscheint gelegentlich, und Brauneisen erfüllt sekundär in fleckiger Verteilung das Gestein.

Als Olivindiabase sind zu bezeichnen:

**Nr. 126.** Vom Wege Dumbo-Kentu, kurz vor letzterem Ort.

Divergentstrahlig-feinkörniges Gemenge von Plagioklas mit schwärzlichgrünem Augit in grünlichschwarzer Gesteinsmasse.

U. d. M. setzt sich das Gestein zusammen aus zwillingslamelliertem Plagioklas in Leistenform von Labradorcharakter mit zwischengelagertem Augit in Körnern und Krystallen und

stets völlig serpentinisiertem Olivin, z. T. in deutlichen Krystallen, denen sich reichlich Titaneisenerz und Apatit in nadelförmigen Säulchen zugesellen. Innerhalb der Plagioklase zeigt sich beginnende Muscovitneubildung und stellenweise Serpentininfiltration; die Pyroxene zeigen gleichfalls wenn auch nur schwache Serpentinisierung verbunden mit Calcitbildung; der Olivin ist stets in der bekannten charakteristischen maschenförmigen Art in Serpentin umgewandelt; das Titaneisenerz zeigt Leukoxenbildung und randliche Ansiedlung kleiner Titanitkörner.

Nr. **160.** Am Wege Bamti-Galim.

Frisches diabasisch-feinkörniges grünlichschwarzes Gestein mit kleinen Plagioklasleistchen und grünlichschwarzen Augitkörnchen.

Auch u. d. M. erscheint das Gestein recht frisch und basaltähnlich. An seinem Aufbau beteiligen sich bei divergentstrahliger Struktur Pyroxen und Olivin neben Eisenerz und Apatit, sowie reichlich Plagioklas, der aber jüngeren Alters als jene ist. Der Pyroxen vergesellschaftet; der Plagioklas ist leistenförmig und sichtig, dem Titanaugit an und ist recht frisch; etwa gleichalterig ist der Olivin in Körnern und kleinen säulenförmigen Krystallen, terminal begrenzt durch $2 P \breve{\infty}$, mit zahlreichen Eisenerzeinschlüssen und beginnender Serpentinbildung. Das Eisenerz ist Titaneisenerz und erscheint gern mit Olivin und Pyroxen vergesellschaftet; der Plagioklas ist leistenförmig und erweist sich optisch als Labrador-Bytownit, ja steht mitunter dem Anorthit recht nahe. Akzessorisch beobachtet man gelegentlich bräunlichen Biotit in unregelmäßigen Blättchen.

Als Melaphyre sind zu bezeichnen:

Nr. **131.** Eruptivgang, dicht beim Dorfe Bebe Gato am Weg nach Dumbo und

Nr. **137a.** Vom Wege Dumbo-Ko vor Andi.

Beide erscheinen makroskopisch als grünlich-gelblichgraue oder grünschwarze dichte Gesteine, innerhalb deren Masse gelegentlich winzige Feldspatleistchen aufblitzen.

U. d. M. erkennt man in einer pilotaxitischen, hauptsächlich aus kleinen Plagioklasleistchen, Augitkörnchen und Eisenerz bestehenden Grundmasse, mit gelegentlicher Fluidalstruktur, ganz selten vereinzelte kleine Plagioklaseinsprenglinge in Leistenform, sowie reichliche kleine idiomorphe, pseudomorph in Calcit, Serpentin und Brauneisen umgewandelte Pyroxene und Olivine. Gelegentlich beobachtet man auch einzelne größere maschig serpentinisierte Olivinschnitte, deren Kerne von einem feinkörnigen Quarzaggregat gebildet werden. Neben Serpentin entsteht auch bei dieser Umwandlung Tremolit in feinfaserigen Bildungen[1]). Die Grundmasse enthält reichlich Magnetit in regulären Krystallschnitten und in Form kleiner Körnchen; die Augite derselben sind vielfach durch Brauneisen gelblichbraun gefärbt; als sekundäre Bildungen finden sich in ihr neben Limonit spärlich Calcit und grünliche, serpentinartige Bildungen. Gelegentliche kleine Gesteinshohlräume zeigen mantelförmige zonare Ausfüllung von Delessit.

Reichlich sind im Gegensatz zu diesen Diabasen und Melaphyren ihre geologisch jüngeren Äquivalente vertreten, die Basalte. Trotz mannigfachen Wechsels in der Struktur, zeigen sie eine ziemlich gleichmäßige petrographische Zusammensetzung, die sie alle insgesamt der Gruppe der Feldspatbasalte zuweist. Ihrer Struktur nach kann man diabasisch-körnige, holokrystallin-porphyrische und vitrophyrische Bildungen unterscheiden; dem Auftreten als Einsprengling nach, könnte man Basalte mit Olivin als fast alleinigem Einsprengling und solche mit Olivin und Pyroxen, resp. mit Olivin und Plagioklas oder mit allen drei Mineralien als Einsprengling unterscheiden.

Makroskopisch erscheinen die Gesteine schwarz bis grünlich- oder bläulichschwarz, gelegentlich durch Verwitterung und Lateritisierung auch bräunlich werdend. Ihre Textur ist bald dicht, bald porös bis schlackig. Ihre Struktur erscheint bald feinkörnig bis kryptokrystallin, bald porphyrisch mit mehr oder

[1]) cf. E. Weinschenk: Die gesteinsbildenden Mineralien. 2. Aufl. Freiburg i. Br. 1907, S. 146.

minder zahlreichen Einsprenglingen. Meist sind dieselben nur klein, erreichen aber in vereinzelten Vorkommen Größen bis 1 cm Länge. Sie zeigen dabei bald eine idiomorphe Entwicklung, bald die Form verrundeter und korrodierter Krystalle oder zerbrochener und eckiger Krystallkörner.

Die petrographische Entwicklung der gesteinsbildenden Mineralien und der Grundmasse ist die bekannte, so oft schon bei den Feldspatbasalten beschriebene, daß sie hier nicht erst wiederholt werden möge, sondern sogleich auf die Einzelbeschreibung der verschiedenen Vorkommen eingegangen sei.

**Nr. 1.** Kriegsschiffshafen bei Viktoria. Vom Kamerun-Massiv. In der Nähe des Strandes und der Ölquelle.

Schwarzer Basalt mit zahlreichen größeren und kleineren Einsprenglingen von schwarzem Pyroxen und ölgrünem Olivin in dichter Grundmasse.

U. d. M. erkennt man in pilotaxitischer Grundmasse gut idiomorph entwickelte Einsprenglinge von rötlichem Titanaugit mit meist mehr dunkelviolett gefärbter Randzone, von Olivin mit schmalen Serpentinschnüren auf Klüften und Spaltrissen, und von spärlichem Magneteisenerz. Die Grundmasse ist reich an Plagioklasleistchen, rötlichen Augitsäulchen und Magnetitkörnchen. In miarolithischen Hohlräumen gelegentliche Serpentinbildung und hier und da schwache Calcitausscheidung.

**Nr. 2.** Viktoria, Steinbruch am Strand im botanischen Garten.

Schwarz, porphyrisch, mit großen Einsprenglingen bis zu 1 cm Länge von Augit, begrenzt von $\infty P \bar{\infty}$, $\infty P$ und $\infty P \breve{\infty}$ in der Säulenzone.

Pyroxen in großen Krystallschnitten bildet auch u. d. M. die alleinigen, aber zahlreichen Einsprenglinge. Er erscheint graugrün durchsichtig, zeigt aber um den Einschlüssen von Eisenerz, das wohl titanhaltig ist, eine mehr blaßviolette Färbung, ist reich an farblosen bis bräunlichen Glasinterpositionen und zeigt gelegentliche schwache zonare Färbung. Die hyalopilitische

Grundmasse enthält innerhalb einer bräunlichen Glasbasis zahlreiche kleine Plagioklasleistchen, Augitsäulchen und -körnchen, Eisenerz und kleine serpentinisierte Olivinkörner. Akzessorisch Apatit in Nadelform.

Nr. 16. Unweit Njombe am rechten Ufer des Tsinga am Wege Nyanga-Njombe.

Porös-schlackige grauschwarze Basaltlava mit weißlicher bis gelblichbrauner Krustenbildung in den kleinen Hohlräumen. Nur selten erkennt man in dem fast dichten Gestein einzelne kleine Augitkörnchen oder Plagioklasleistchen.

Das Gestein zeigt u. d. M. zahlreiche kleine Einsprenglinge von Olivin, Augit und Plagioklas, die bei abnehmender Größe allmählich in die Grundmassenbestandteile übergehen. Der Einsprenglingsaugit ist Titanaugit und enthält zentral vielfach reichliche farblose Glaseierchen. Gelegentlich beobachtet man Zwillingsbildung nach $-P\bar{\infty}$ entsprechend dem Winkel der beiden Vertikalachsen von c. 131°. — Der Olivin zeigt schwache Serpentinbildung auf den Spaltrissen, das Eisenerz besteht sowohl aus Magnetit wie auch aus Titaneisenerz. — Die Grundmasse ist hyalopilitisch mit brauner Glasbasis. Akzessorisch Apatitnädelchen.

Nr. 41. Massiv bei Nkore (Ossidinge-Bezirk.

Dichter blauschwarzer Basalt mit kleinen Einsprenglingen von ölgrünem Olivin und vereinzelten Körnchen von Augit. Der Olivin bildet hier und da augenartige Aggregate.

U. d. M. erkennt man zahlreiche kleine Einsprenglinge von Olivin mit beginnender Serpentinisierung und einzelne spärliche von Augit. Gelegentlich erscheint dieser auch in Form kleiner, quergegliederter Säulchen mit schwacher Serpentinbildung auf den Querrissen. Dieselben gehören vielleicht, zumal sie orientiert auslöschen, einem rhombischen Pyroxen zu. — Die Grundmasse zeigt pilotaxitische Ausbildung. Serpentin auch sekundär im Gesteinsgewebe.

Nr. 50. Aus dem Flußbett des Bakabé bei Ewuri (Ossidinge-Bezirk).

Blauschwarzer Basalt, fast dicht, mit einzelnen kleinen leistenförmigen Plagioklasen und etwas Olivin. In gelegentlichen Hohlräumen ockriger Brauneisenabsatz oder weiße radialstrahlige Zeolithbildung.

Die Struktur des Gesteines ist u. d. M. kleinporphyrisch mit Olivin als Einsprengling, geht aber bei Abnahme der Größe dieser rundlichen Olivinkörner mehr in eine diabasisch-feinkörnige über. Die Olivine sind ganz oder teilweise serpentinisiert und zeigen randlich, aber mehr oder weniger vollkommen, eine infolge Ausscheidung von Brauneisen erfolgte gelbbraune Färbung nach Art des Hyalosiderits. Die Grundmasse erscheint pilotaxitisch oder zeigt mehr oder minder Intersertalstruktur. Die Plagioklasleistchen derselben gehören, wie wohl zumeist, dem Labrador zu. Daneben reichlich Augit und Titaneisenerz. Als Sekundärprodukt erfüllt Serpentin stellenweise das Gestein, z. T. in sphärolithischen Aggregaten, und hier und da etwas Calcit.

Nr. 51. Im Flüßchen Omå anstehend, am Weg Ossing-Tenbaku.

Ziemlich dichter schwarzer Basalt mit einzelnen kleinen Plagioklasleistchen und mit Brauneisen in fleckiger Verteilung.

U. d. M. kleinporphyrisch mit vorherrschenden Einsprenglingen von Olivin und wenigen von Pyroxen. Der Olivin zeigt schwache Serpentinbildung. Die Grundmasse ist hyalopilitisch mit bräunlicher Glasbasis, reich an krystallinen Bildungen und erscheint an vielen Stellen mehr als ein glasgetränkter Mikrolithenfilz von Plagioklas, Augit und Eisenerz, untermengt mit grünlichem Serpentin.

Nr. 69. Nahe dem Uäh bei Tinto.

Grünlichschwarzes, kleinporphyrisches Gestein mit Feldspatleistchen und Olivinkörnern.

U. d. M. erkennt man in pilotaxitischer Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von Labrador (Schiefe auf M 16°) mit

polysynthetischen Albitzwillingslamellen und gelegentlicher Zonarstruktur, und ganz vereinzelt solche von Olivin, die maschig von Serpentin durchzogen werden, der nach außen zu kräftiger grün und eisenreicher erscheint. Unter den Feldspateinsprenglingen tritt auch gelegentlich Sanidin auf, in schlanken, glasigklaren Leisten, so daß das Gestein wohl als eine Übergangsbildung zum Trachydolorit aufzufassen ist.

Nr. **70.** Nahe dem Uäh bei Tinto.

Makroskopisch sehr dem Gestein Nr. 69 gleichend, zeigt es u. d. M. zahlreiche Einsprenglinge von Plagioklas und einzelne von grünlichem Augit, Olivin und Eisenerz. Die Grundmasse ist pilotaxitisch und zeigt Fluidalstruktur. Die kleinen Augite und Eisenerzkörnchen treten gelegentlich augenartig zusammen. Akzessorisch Apatit in kleinen säulenförmigen Kryställchen, reich an linearen, parallel der Vertilkalachse eingelagerten schwärzlichen Interpositionen. Im Querschnitt erscheinen diese dann radialstrahlig vom Zentrum ausgehend.

Nr. **71.** Profil am Übergang über den Uäh südlich Tinto.

Fast dichtes, bläulichschwarzes Gestein mit einzelnen kleinen weißen Plagioklasleistchen und etwas Pyrit.

U. d. M. zeigt das Gestein diabasische, divergentstrahlige Struktur. Zwischen den Plagioklasleisten kleine Augite, viel Eisenerz, wohl titanhaltiges Magneteisenerz, und Apatit in Nadelform. Vereinzelte pseudomorph in Serpentin umgewandelte Olivinkörner. Serpentin und Calcit als sekundäre Bildungen.

Nr. **74.** Geröll eus dem Bakoneflüßchen am Wege Tinto-Bali.

Das Handstück zeigt den Kontakt von Basalt mit Gneisgranit. Ersterer ist schwarz, fast dicht, mit kleinen Einsprenglingen von Plagioklas und Olivin, und grenzt in scharfer Linie gegen weißlichen, feinkörnigen Gneisgranit, der sich durch Schwefelkiesführung auszeichnet.

Im Dünnschliff erscheint der Basalt porphyrisch mit Einsprenglingen von Plagioklas und Olivin (mit schwacher Serpen-

tinbildung). Die hyalopilitische Grundmasse ist reich an einer braunen Glasbasis, erfüllt von zahlreichen Plagioklasleistchen, Augitkörnchen und Eisenerz.

Der Gneisgranit besteht hauptsächlich aus Quarz und Orthoklas und zeigt infolge der Kontaktwirkung typisch-zuckerkörnige Struktur. An der Grenze erscheint er wie aufgerissen, so daß vielfach der Basalt apophysenartig in ihn eindringt.

Nr. **77.** Am Bali-Aufstieg unweit des Dorfes Baminji.

Dichter schwarzer Basalt mit einzelnen Olivin-Körnchen.

U. d. M. zeigt das Gestein eher diabasisch-körnige als porphyrische Struktur bei pilotaxitischer Grundmasse. Labradorleisten, Pyroxen, Olivin und Titaneisenerz in charakteristischer Vergesellschaftung. Der Plagioklas zeigt gelegentlich Zonarstruktur, der Olivin teilweise Serpentinisierung.

Nr. **79.** Vor Bali (Basaltkuppe)

Fast dichtes grünlichschwarzes Gestein mit einzelnen Plagioklasleistchen und schwärzlichgrünen Körnern von Augit.

Unter den Einsprenglingen herrscht im Dünnschliff der Olivin vor. Oft in guten Krystallschnitten, vielfach auch randlich stark korrodiert, mit Einschlüssen von Chromit. Ferner blaßvioletter Titanaugit, stellenweise mit schöner Zonar- und Sanduhrstruktur. Die Grundmasse ist hyalopilitisch, reich an brauner Glasbasis und erfüllt von Plagioklasleistchen, Eisenerz- und Augitkörnchen und -kryställchen. Letztere vereinigen sich vielfach zu büschelförmigen Aggregaten, bilden auch gelegentlich domatische Durchkreuzungszwillinge. In den kleinen Gesteinshohlräumen teils parallelfaserig, teils sphärolithisch struierter gelblichgrüner Serpentin.

Nr. **81.** Bali, Basaltbruch der Baseler Mission.

Kleinporphyrischer, schwarzer Basalt mit z. T. bräunlichen Olivinkörnern und wenigen Plagioklasleistchen.

Olivin und Augit bilden die Einsprenglinge, unter denen ersterer überwiegt. Grundmasse pilotaxitisch. Stellenweise treten die kleinen Grundmassenaugite augenartig zusammen.

Nr. 83. Am Foschĕt hinter Bali.

Blauschwarzes Gestein mit einzelnen kleinen Einsprenglingen von Olivin und Plagioklas und stellenweisen feldspatreicheren schlierenartigen Aggregaten. In gelegentlichen kleinen Hohlräumen gelbliche Kalkspatkrusten.

U. d. M. hauptsächlich Olivin und Augit als Einsprenglinge in ziemlich gleicher Menge. Innerhalb der pilotaxitischen Grundmasse reichlich Plagioklasleistchen neben Augit und Eisenerz; letztere beide bilden öfters schlierige Anhäufungen. Innerhalb des Gesteins Calcitansiedlung.

Nr. 84. desgl.

Gelblichgraues, schlackigporöses dichtes Gestein, mit Brauneiseninfiltration.

U. d. M. stark porös, einsprenglingsfrei, hyalopilitisch. Starke Brauneisenbildung, das auch die zahlreichen Hohlräume, oft in schaliger Form auskleidet oder sie ganz erfüllt. Stellenweise auch bildet grünlichgelber Serpentin die erste Kruste, bei gelegentlicher sphärolithischer Struktur.

Nr. 96. Weg Bamenda-Babanki-Tungo.

Feinporöse, blauschwarze Lava mit wenigen Einsprenglingen von Olivin, Augit und Plagioklas.

Unter den Einsprenglingen herrscht im Dünnschliff Olivin vor, z. T. in der Form des Iddingsits. Ferner Augit. Die Grundmasse ist pilotaxitisch und zeigt stellenweise schlierige Struktur.

Nr. 98 desgl.

In dichter schwarzer Gesteinsmasse zahlreiche kleine Plagioklasleistchen und spärliche Olivinkörnchen.

U. d. M. erkennt man Einsprenglinge von Plagioklas, z. T. mit Zonarstruktur, Augit und diesen gegenüber an Menge zurücktretend, von Olivin und Eisenerz. Die Grundmasse erscheint pilotaxitisch: Augit und Eisenerz bilden stellenweise Augen. Der Olivin zeigt schwache Serpentinbildung.

Nr. **100.** Weg Bakembat-Bagam.

Schwarzes, dichtes Gestein mit einzelnen kleinen Plagioklas- und Augiteinsprenglingen. In pilotaxitischer Grundmasse, die von Brauneisen und Serpentin infiltriert erscheint, beobachtet man im Dünnschliff Einsprenglinge von Plagioklas und von Olivin in einzelnen Körnern. An einer Stelle wird ein solches Olivinkorn kranzartig von kleinen Pyroxenen umsäumt, die mit ihrer Säulenrichtung durchweg senkrecht zum Olivinrand stehen.

Nr. **103.** Krater am Wege Bagam-Nun, unweit des Nunüberganges.

Feinporöses, schwarzes Gestein mit zahlreichen bräunlichen Olivinkörnern und spärlichen Plagioklasleistchen.

Das stark poröse Gestein enthält u. d. M. zahlreiche Olivin- und Augiteinsprenglinge in einer stark glasigen hyalopilitischen Grundmasse. Die braune Glasbasis zeigt reiche globulitische Körnelung.

Nr. **104.** Krater bei Fopajom.

Graublaues, fast dichtes Gestein mit einzelnen Einsprenglingen von Plagioklas, die Epidot- und Kalkspatneubildung zeigen. Das Gestein erscheint wie gefrittet und zeigt splittrigen Bruch.

Dieses Gestein ist wohl ein Kraterauswürfling. Es ist fast einsprenglingsfrei und zeigt ein pilotaxitisches Gemenge kleiner Plagioklasleistchen mit Augit und Eisenerz. Letzteres erfüllt so reichlich das Gestein, das man wohl an eine z. T. durch Hitzewirkung bedingte Bildung desselben denken kann. Als Verwitterungsprodukte zeigen sich Serpentin, Chlorit, Epidot und Kalkspat.

Nr. **107.** Krater bei Fopajom (auf halber Höhe anstehend).

Feinporöse schwärzliche Basaltlava mit zahlreichen, bis $^3/_4$ cm langen Plagioklasleisten und Körnern von Olivin und Augit.

Im Dünnschliff beobachtet man nur Olivin als Einsprengling in teilweise recht guten Krystallen, teilweise aber auch mit starken Korrosionserscheinungen. Die hyalopilitische, stark

glasige Grundmasse enthält in stark mikrolithischer Ausbildung Plagioklasleistchen, Augitkryställchen und Eisenerz.

Nr. 108. Ort Fosset, Landschaft Bamum.

Grünlichgraues, fast dichtes Gestein, in dem man gelegentlich einige Plagioklasleistchen erkennt.

U. d. M. beobachtet man in einer grobpilotaxitischen Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von oft stark hyalosideritischem Olivin, der vielfach von einem schmalen Saum kleiner Grundmassenaugite umzogen wird, und von rötlichem Titanaugit, mit gelegentlicher Zonarstruktur und Sanduhrform. In der Grundmasse herrscht leistenförmiger Plagioklas vor, neben Augit und Eisenerz. Sekundär Brauneisen.

Nr. 109. Ndschengo-Fluß bei Kundumbot, Landschaft Bamum.

Grünlichschwarzer Basalt mit bis zu $1^1/_4$ cm großen Einsprenglingen von Olivin und einzelnen glasigklaren, bis $2^1/_2$ cm breiten Plagioklasleisten in dichter Gesteinsmasse.

U. d. M. zeigt das Gestein typische Intersertalstruktur. Die Plagioklasleisten werden oft von Augit derart umwachsen, daß die einzelnen Teile derselben orientiert auslöschen, also ein einheitliches Individuum darstellen. Ferner Olivin, zum größten Teil serpentinisiert und Erz. Als Zwischenklemmungsmasse vielfach eine bräunliche, teilweise felsitisch entglaste Glasmasse.

Nr. 113. Am Wege Babessi-Bansso.

Dichtes schwarzes Gestein. An einer Stelle als Einschluß glasigklarer Sanidin von 2 cm Größe.

In pilotaxitischer Grundmasse zeigt der Dünnschliff kleine Einsprenglinge von Plagioklas in Leistenform und zahlreichere von kleinen Olivinen und Augiten oft mit schönen Wachstumsformen (Doppelstiefelknechtsform der Olivine, pinselförmig ausgefranste Augitsäulchen). Der Olivin zeigt gelegentliche faserige Serpentinneubildung. Als Grundmassengemengteile Plagioklasleistchen, Augit und Eisenerz.

Nr. **117.** Im Flusse Fobu, hinter Babungo, am Weg Babungo-Bamessing.

Dichtes schwarzes Gestein mit einzelnen, von Kalkspat und Brauneisen ausgekleideten Hohlräumen.

Mit kleinen spärlichen, teilweise oder ganz serpentinisierten Olivineinsprenglingen. Die Grundmasse ist pilotaxitisch und enthält Plagioklas, Augit und Eisenerz. Als Hohlraumfüllung Calcit, sphärolithisch, mit negativem Interferenzkreuz.

Nr. **121.** Kuppe am Weg Bamundum-Bafut.

Das ziemlich dichte schwarze Gestein zeigt vereinzelte kleine Plagioklaseinsprenglinge.

U. d. M. beobachtet man in einer pilotaxitischen Grundmasse reichlich Einsprenglinge von z. T. serpentinisiertem Olivin und spärlichere von Augit und Eisenerz. Der Augit zeigt gelegentlich zonare Einlagerung zahlreicher Gaseinschlüsse zwischen Kern und Rand.

Nr. **125.** Geröll aus dem Bett des Elong, vor Jany, am Weg Lakom-Bafumbum.

Blauschwarzes, ziemlich dichtes Gestein mit kleinen Einsprenglingen von Plagioklas und Olivin.

U. d. M. erkennt man Einsprenglinge von Augit, Olivin und etwas Plagioklas. Der Olivin ist stark serpentinisiert. Die Grundmasse erscheint bei reichlicher Feldspatausscheidung pilotaxitisch, zeigt aber durch die breitere, mehr rechteckige Form der Feldspäte Anklänge und Übergänge zu trachytischer Struktur.

Nr. **143.** Vielfach in der Landschaft Kambo verbreitetes Gestein.

Schwarzes Basaltgestein mit kleinen Olivineinsprenglingen. Hier und da erkennt man in der sonst dichten Gesteinsmasse außerdem noch winzige Plagioklasleistchen.

U. d. M. zeigen sich innerhalb einer pilotaxitischen Grundmasse Einsprenglinge von viel Olivin und weniger Augit. Beide

zeigen beginnende Serpentinbildung. Innerhalb der Grundmasse lassen sich zwei Generationen von Plagioklas unterscheiden.

### 4. Trachydolorite.

Zu dieser Gesteinsgruppe gehören zwei Gesteinsvorkommen, von denen das erstere außerdem eine Übergangsbildung zum Nephelintephrit darstellt.

**Nr. 85.** Am Weg Bali-Bamenda, hinter dem Foschět.

Makroskopisch erscheint das Gestein grünlichschwarzgrau mit eigenartigem Glanz und fast dicht, nur hier und da erkennt man einige winzige Plagioklasleistchen.

U. d. M. beobachtet man keinen rechten Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse. Die Struktur erscheint mehr trachytisch. Den vorherrschenden Gemengteil bildet Plagioklas in Leistenform und von Labradorcharakter, z. T. in fluidaler Anordnung, dem sich etwas Sanidin gelegentlich zugesellt. Daneben erscheint in rechteckigen Schnitten Nephelin, ferner rötlicher Augit nebst grünem Ägirin-Augit (Schiefe von c. 42—44$^0$ von c : c) und Titaneisenerz. Augit und Eisenerz erscheinen mehr als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspatleisten. Akzessorisch beobachtet man Apatit und gelegentlich bräunlichgrüne Hornblende in kleinen lappigen Blättchen.

**Nr. 124.** Geröll aus dem Bett des Mugom auf dem Weg Babanki-Lakom.

Das grünlichschwarze Gestein zeigt porphyrische Struktur und enthält zahlreiche bis 2 cm große Einsprenglinge von Sanidin mit rhombischem Querschnitt. In der feinkörnigen Grundmasse erkennt man Plagioklasleistchen, grünlichschwarze Körnchen von Augit und reichlich Schwefelkies in Körnerform.

U. d. M. beobachtet man um den größeren, z. T. von reichlichen Muscovitneubildungen erfüllten Einsprenglingen von Sanidin eine divergentstrahlig struierte Grundmasse, bestehend aus leistenförmigem Plagioklas, körnigem, rötlich-violettem Titanaugit, Titaneisenerz und serpentinisiertem Olivin. Apatit erscheint in Nadelform und gelegentlich etwas bräunlicher Biotit. Manchen-

orts tritt der Augit auch in Form gut idiomorph entwickelter Krystalle auf.

### 5. Trachyt- und Basalttuffe.

Die vorliegenden Tuffgesteine sind weniger Aschen- und Krystalltuffe, als echte Agglomerattuffe, in denen innerhalb vulkanischer Sande lapilliartige Gesteinsbruchstücke zahlreich eingebettet erscheinen.

a) Trachyttuffe:

Nr. **80**. Weg vor Bali.

Gelblichweißer, feinsandiger bis toniger Tuff mit Brauneisenflecken.

U. d. M. erkennt man in einer erdigen, opaken Masse neben Brauneisen einzelne Bruchstücke von Sanidin und spärliche glasige, z. T. felsitisch entglaste Partieen.

Nr. **82**. Am Missionsberg in Bali.

Gelblichweißer Schwemmtuff mit Bimssteinlapilli und schwärzlichen Lagen, z. T. mit Holzresten.

U. d. M. erkennt man innerhalb der Bimssteinstücke nur farblose, gewundene Glasfäden, oft in fluidaler Anordnung, erfüllt von eingeschlossenen Luftblasen. Da gar keine Mineralbruchstücke auftreten, kann der Bimsstein auch ein Basaltglas sein, zumal ja hier auch (vergl. Nr. 81) Feldspatbasalt gebrochen wird.

Nr. **92**. Aus den Steinbrüchen in den Höhen bei Bamenda.

Graurötlich bis violett gefärbter schichtiger Trachyttuff mit einzelnen Sanidinbruchstücken. Auf den Schichtflächen Brauneisenausscheidung. Innerhalb der erdigen, vielfach fleckig von Brauneisen erfüllten Gesteinsmasse, einzelne Trachytlapilli mit trachytischer, feldspatreicher Grundmasse und vereinzelte Sanidinbruchstücke.

Nr. **97**. Kaolinlager vor Babanki-Tungo.

In hellgrünlichgrauer erdiger Masse zahlreiche Bimssteinlapilli, Trachytbrocken und kleine Sanidinfragmente.

U. d. M. beobachtet man nur fluidal-strähnige, von zahlreichen Luftblasen erfüllte Glasfäden, sowie vereinzelte kleine Sanidinkrystalle.

Nr. **112.** Aufstieg von Babesssi nach Bansso.

Graugelblicher Brockentuff, von Brauneisen infiltriert, mit grauen, rötlichen oder gelblichen Trachytlapilli von wechselnder Größe mit kleinen Sanidineinsprenglingen.

U. d. M. zeigen sich in einer erdigen, opaken, teilweise fluidalstruierten Masse zahlreiche Bruchstücke von Sanidin und trachytischen Gesteins. Stellenweise bräunliche unregelmäßige bis tropfenartige Glaspartieen.

Nr. **120.** Talrand von Babanki-Tungo auf dem Wege Babanki-Tungo-Bambilli.

Gelblichweißer silifizierter Trachytbrockentuff mit kleinen Sanidinbruchstücken und Lapilli von grauem und schwärzlichem Gestein.

U. d. M. erkennt man neben trachytischen Bestandteilen Fragmente von Liparit mit Einsprenglingen von Sanidin und dihexaëdrischem Quarz in stark korrodierten Formen in felsitischer Feldspatgrundmasse. Das Ganze ist vielfach von feinkörnigem Quarz durchzogen und verkittet.

Nr. **147.** Am Berge Bandé bei Mabarba am Weg nach Banjo.

Harter, splittriger, verkieselter Brockentuff mit zahlreichen rötlichweißen trüben Feldspäten und eckigen Bruchstücken eines grünlichschwarzen Gesteins.

Nr. **157.** Mao-Banjo, am Weg Banjo-Galim.

Harter, splittriger, dunkelgrauer, verkieselter Tuff mit Brauneisenflecken, kleinen trübweißen Feldspatfragmenten und Neubildungen winziger Quarze. Anflug von Schwefelkies.

U. d. M. erscheinen beide Gesteine stark silifiziert. Die trachytischen Gesteinsbrocken zeigen Neubildungen von Quarz und Calcit; ersterer verkittet in feinkörniger Ausbildung das ganze Gestein. Gelegentlich beobachtet man neben zahlreichen Sanidinfragmenten, die stellenweise opalisiert oder durch körnigen Quarz ersetzt sind, einzelne sekundäre bräunlich gefärbte Augitkörnchen. Brauneisen erfüllt fleckig die ganze Gesteinsmasse.

b) Basalttuffe:

Nr. 23—25. Linkes Mungo-Ufer unterhalb Balangi.

Gelblichweiße bis gelbbraune erdige Brockenschwemmtuffe mit grober Lagenstruktur, bei Wechsel von Lagen mit gröberem und feinerem Korn. Zahlreich sind Bröckchen basaltischen Gesteins und seiner Mineralfragmente darin enthalten.

U. d. M. erkennt man in einer feinen, erdigen Substanz Bruchstücke der Basaltmineralien, wie von Plagioklas, Pyroxen, und basaltischen Gesteins, vermengt mit aus Gneisen oder Graniten stammenden Fragmenten von Orthoklas, Mikroklin und Biotit.

Nr. 30 u. 36. Aus dem Flußbett des Ekang am Weg Basu-Esudan.

Schwarzgrüner Brockenschwemmtuff mit großen Gesteinsbrocken von Biotitgneis, Amphibolit und Basalt. Manche der Gesteinsbrocken zeigen deutliche Abrollung und abradierende Einwirkung des Wassertransports.

U. d. M. erkennt man in einer bräunlichen erdigen Masse zahlreiche Bruchstücke von Feldspatbasalt und Gneis und ihrer Mineralien, wie Plagioklas, Olivin, Orthoklas, Mikroklin, Biotit und Quarz. Stellenweise beobachtet man auch auf Klüften gelegentliche Silifizierung in Form feinkörniger, z. T. sphärolithisch struierter Quarzkörner.

Nr. 123. Am Wege Bafut-Bamedjung.

Grau- bis grünlichschwarzer kalkiger Brockentuff mit hyalosideritartigem Olivin, Plagioklasfragmenten und einzelnen brauneisenschüssigen Olivinknollen. Gelegentlich auch Quarzbruchstücke.

U. d. M. beobachtet man zahlreiche Basaltbrocken und basaltische Mineralfragmente (serpentinisierten Olivin und basaltischen Augit, pilotaxitische bis diabasisch-feinkörnige Grundmassenteile), die vergesellschaftet erscheinen mit aus Granit oder Gneis stammenden Quarz- und Orthoklasbruchstücken, alles mit einander verkittet durch feinkörnigen Calcit.

## E. Krystalline Schiefergesteine.

Von den einzelnen Abteilungen der krystallinen Schiefer sind in größerer Zahl Gneise, Amphibolite und verwandte Gesteine sowie Quarzitschiefer vertreten.

### 1. Gneise.

Die Gneise gehören zum größten Teil zu den Orthogneisen nach Mineralbestand und Struktur; nur wenige kann man den Paragneisen zugesellen. Eine ganz sichere Entscheidung darüber würde allerdings erst in jedem Falle die chemische Analyse erbringen.

Die meisten der vorliegenden Gesteine sind Glimmergneise und zwar in der Hauptsache Biotitgneise. Durch Hinzutritt einzelner anderer Mineralien entstehen dann Hornblendebiotitgneise, Zweiglimmergneise, Muscovitgneise und Hornblendegneise mit Übergängen zu Amphiboliten. Durch den gelegentlichen Eintritt von Pyroxen oder Graphit lassen sich noch andere Unterabteilungen bilden.

Als wesentliche Gemengteile erscheinen mikroskopisch Feldspat, Quarz und Biotit, denen sich gelegentlich ergänzend oder vertretend Hornblende, Muscovit, Augit, Graphit, Granat und Eisenerz zugesellt. Als Nebengemengteile und Akzessoria treten noch auf: Apatit, Titanit, Rutil, Zirkon, Orthit, Graphit, Pyrit und Arseneisen (?). Sekundärer Entstehung sind Epidot, Chlorit, Kalkspat, Brauneisen und ein Teil des Muscovits. Über die einzelnen Gemengteile und ihre petrographische Entwicklung ist nichts besonderes zu erwähnen. Sie zeigen die in allen Lehrbüchern erwähnten Eigenschaften. Bemerkenswert ist nur, daß unter den Hornblendemineralien neben der gewöhnlichen grünen Hornblende auch Strahlstein vorkommt, sowie unter den Pyroxenen neben einem diopsidischen Augit auch Diallag und Omphazit. Unter den Feldspäten herrscht Orthoklas und Mikroklin vor, häufig auch Mikroperthit, seltener erscheint Plagioklas in der Form von Oligoklas. Albit wurde nur in perthitischer

Verwachsung mit Orthoklas beobachtet. — Der Biotit gehört wohl zumeist dem Lepidomelan zu. Er enthält vielfach reichlich körnige Eisenerzausscheidung und erscheint häufig gebleicht oder auch chloritisiert. — Der Muscovit bildet helle, im Dünnschliff farblose Blättchen; sekundär erscheint er als Verwitterungsprodukt der Feldspäte in Form kleinschuppiger Aggregate. — Das Eisenerz bildet meist körnige Massen und ist zum größten Teil wohl Magnetit. Doch lassen gelegentliche leukoxenartige körnige Titanitränder an einzelnen Erzkörnern vermuten, daß hier teilweise wohl auch titanhaltiger Magnetit oder Titaneisenerz vorliegt. — Erwähnung verdient noch der in dem Gneis aus der Landschaft Ndokombog am Njah (Nr. 5) vorkommende Orthit (?). Derselbe bildet im Dünnschliff säulenförmige farblose Krystallschnitte mit wenig scharfen, ungefähr parallel und senkrecht zur Säulenlängsrichtung gerichteten Spaltrissen, neben denen noch einzelne diagonal zu jenen gerichtete, gelegentlich auftreten. Die Interferenzfarbe ist niedrig, etwa vom Grau der Feldspäte, doch kommen auch tiefblaue Töne von der Art der Chlorite vor. Die Auslöschung erfolgt zumeist fast parallel der Säulenachse mit einer Schiefe von c. 1—2°. Im konvergenten Licht beobachtet man einen, mehr oder weniger exzentrischen Austritt einer positiven Mittellinie bei äußerst kleinem Achsenwinkel, so daß sich das Interferenzbild fast dem eines einachsigen Krystalls nähert.

Die Struktur der Gesteine ist makroskopisch eine recht wechselnde, bald schiefrig, bald flaserig oder typisch lagenförmig[1]). Innerhalb der einzelnen Schichten ist sie zumeist mittel- bis feinkörnig, stellenweise auch durch größere einsprenglingsartige Feldspatkrystalle porphyrisch-körnig. Gelegentlich, namentlich in den dunkleren an Hornblende und Glimmer reicheren Gesteinen, wird sie auch fast dicht, bei undeutlicher Lagenstruktur und nähert sich der Struktur der Amphibolite.

Die einzelnen Vorkommen sind:

---

[1]) cf. bezüglich dieser Bezeichnungen die Definitionen bei H. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1898, S. 458.

Nr. 3. Nordfälle des Sanaga bei Edea.

Biotitgneis (Orthogneis), mit flaserig-schiefriger Struktur, indem biotitreichere Lagen mehr flaserige bis linsenförmige Quarz-Feldspataggregate umschließen.

U. d. M. erkennt man in ziemlich granitisch-körnigem Gemenge mit starker Kataklasstruktur Quarz, Orthoklas, Mikroklin und Mikroperthit in inniger Vermengung, stellenweise streifig zu feinstem Grus aufgelöst, Biotit in mehr zurücktretenden Blättchen und Leistchen, etwas Oligoklas, sowie Apatit, Titanit und Rutil. Epidot und Brauneisen spärlich.

Nr. 4. Weg Edea-Jabassi, in der Nähe des Sanaga, oberhalb der Fälle.

Dunkler Hornblende-Biotitgneis (Orthogneis) mit Quarz-Feldspat-Lagen und breiteren an Biotit und Hornblende reichen. Gelegentlich erscheinen augenartig einige größere Quarze und Feldspatkrystalle.

U. d. M. zeigt das Gestein größere Körner von Quarz, Feldspat, Biotit und Hornblende innerhalb eines feinsten Gruses der gleichen Mineralien, der dieselben in dünnen Häutchen umzieht. Der Biotit ist hellgelbbraun und bildet namentlich häufig feine, stark ausgequetschte und gebogene Blättchen; die Hornblende ist säulenförmig entwickelt bei unregelmäßigen Krystallumrissen und erscheint moosgrün mit deutlichem Pleochroismus zwischen blaugrünen bis bräunlichgrünen Tönen. Als Nebengemengteil etwas Eisenerz, Pyrit, Apatit und Titanit.

Nr. 5. Landschaft Ndokombog am Njah (rechtes Sanaga-Ufer).

Hornblendegneis (Paragneis) mit schiefrig wechselnden Lagen eines hellen Quarz-Feldspatgemenges und dunklen feinkörnigen, hornblendereichen und quarzarmen. Akzessorisch Granat und Fünkchen eines rötlich-silberglänzenden Erzes (vielleicht Arseneisen?).

U. d. M. erkennt man Quarz, Feldsspat, Hornblende und Orthit (?) in größeren Krystallschnitten, die vielfach, wie in

gewissen Sandsteinen und Breccien, in einem, an sekundärem Muscovit reichen, feinstem Quarz-Feldspaterguß liegen. Gelegentlich poikilitische Verwachsung von Hornblende, Erz, Quarz und Feldspat. Reichlich Eisenerz und Kies, ferner Apatit, Titanit und Rutil.

Nr. 8. Landschaft Banem, Flußlauf des Ilelip, rechtes Sanaga-Ufer oberhalb der Fälle.

Dunkler Augitgneis (Paragneis?) mit dünnen, an Quarz und Feldspat reichen helleren Lagen und dunklen feinkörnigen mit vorherrschendem Augit und einzelnen Granatkörnern.

U. d. M. erkennt man gleichfalls eine ausgezeichnete Lagenstruktur. Streifige Schichten von Quarz und Feldspatkörnern, z. T. mit Oligoklas gemengt, wechseln mit solchen von diallagartigem Augit, einschlußreichem Granat, spärlichem rötlichbraunem Biotit und Eisenerz. Der Augit zeigt vielfach schwache olivgrünliche faserige Serpentinneubildungen, der Granat erscheint durch zahlreiche schlauchförmige farblose Einschlüsse wolkig getrübt.

Nr. 9. Bedeutender Höhenzug am Wege von der Landschaft Banem zur Landschaft Ndokumbang.

Granatführender Biotitgneis (Orthogneis) von flaseriger Struktur. Granat und Biotit treten vielfach schlierenartig vergesellschaftet auf; der Feldspat bildet einsprenglingsartige Krystallkörner; im übrigen erscheint das Gestein als ein ziemlich feinkörniges Gemenge von Quarz, Feldspat und Biotit.

U. d. M. wechseln Lagen eines grobkörnigen Quarz-Feldspatgemenges, z. T. mit Mörtelstruktur, mit Lagen von Biotit und reichlichem Granat. Der Feldspat ist Orthoklas, Mikroperthit und spärlich Oligoklas. Als Nebengemengteile wenig Eisenerz, Rutil und etwas Zirkon.

Nr. 11. Landschaft Ndokobong, Flußlauf des Bakumba, rechtes Sanaga-Ufer oberhalb der Fälle.

Augitreicher Hornblende-Biotitgneis (Paragneis?) mit dünnen Lagen von Quarz-Feldspat. Im übrigen dunkles, feinkörniges

Gestein, reich an Hornblende, Biotit und Augit. Das Gestein erinnert teilweise an die Pyroxengranulite Sachsens und die Eurite Schwedens.

U. d. M. beobachtet man ein hypidiomorph-körniges Mineralgemenge, das durch die Anordnung der Biotitblättchen eine gewisse Parallelstruktur zeigt. Man erkennt Quarz (ziemlich zurücktretend), Orthoklas, viel Plagioklas (Andesin-Labrador), rötlich gelbbraunen Biotit, grüne Hornblende, Diallag, Eisenerz, Granat, Apatit und Rutil.

Nr. **12.** Geröll aus dem Ekagela, einem rechten Zufluß des Dibamba.

Biotitgneis (Orthogneis) von heller Farbe mit schwacher Lagenstruktur durch mehr oder minder reiche Verteilung des Biotits.

U. d. M. erkennt man reichlich Orthoklas, Mikroklin und Mikroperthit, Quarz und wenig Biotit von dunkelgrünlichbrauner Farbe, gelegentlich mit pleochroitischen Höfen. Etwas Magnetit und Apatit. Zwischen den Mineralkörnern in feinen Häutchen ein fast felsitisches Quarz-Feldspatgemenge.

Nr. **13.** Weg Nyanga-Bajäle.

Flaseriger Biotitgneis mit Lagenstruktur, wobei helle Quarz-Feldspatlagen mit dunkleren glimmerreichen wechseln. Flasrig treten große blaßrote Orthoklase einsprenglingsartig hervor, z. T. Karlsbader Zwillinge.

U. d. M. starke Kataklasstruktur. Orthoklas stark getrübt, zeigt beginnende Muscovitbildung, ferner Mikroklin und Mikroperthit. Quarz, stellenweise mit Orthoklas granophyrisch verwachsen. Biotit, braun, vielfach zerlappt und schnurförmig ausgequetscht. Als Nebengemengteile Zirkon, Apatit und etwas Eisenerz. Sekundäre Brauneisenbildung.

Nr. **26.** Am Weg Johann-Albrechtshöhe-Ossidinge.

Heller Muscovitgneis (Paragneis), feinkörnige Lagen zeigend, die sich durch ihren wechselnden Glimmerreichtum unterscheiden. Gelegentlich Körnchen von Magneteisenerz. Innerhalb eines vor-

wiegend aus Quarzgrus bestehenden Zements sieht man u. d. M. größere Körner von Quarz, weniger solche von Orthoklas und Erz und zahlreiche Muscovitblättchen, vielfach von talkigen Schüppchen und parallel den Spaltrissen von Brauneisenkörnchen erfüllt, oft stark gequetscht und verbogen.

Nr. **29.** Aus einem kleinen Flußlauf hinter Abas.

Hornblendebiotitgneis (Orthogneis), dunkel gefärbt, mit vorherrschenden dunkleren, an Hornblende und Biotit reichen Lagen.

Im Dünnschliff erkennt man ein ziemlich grobkörniges Gemenge von Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit, Oligoklas und Quarz mit braunem Biotit, grüner Hornblende und Eisenerz. Als Nebengemengteile Apatit, Titanit und etwas Pyrit.

Nr. **33.** Geröll aus dem Makokome, bei Esudan (Ossidinge-Bezirk).

Zweiglimmergneis (Paragneis), grünlichweiß, mit Lagenstruktur, feinkörnig. Man erkennt Biotit, Muscovit, Quarz, Feldspat und Granat.

U. d. M. sieht man innerhalb eines feinkörnigen Quarzgruses Krystallkörner von Orthoklas und Oligoklas, rotbraunem Biotit und farblosen, von Talkschüppchen erfülltem Muscovit (beide Glimmer vielfach parallel verwachsen). Als Nebengemengteile Eisenerz, Apatit, Granat (meist mit Quarz in rundlichen Körnern poikilitisch verwachsen) und spärliche fast farblose bis schwachgrünliche Hornblende.

Nr. **14.** Am Ufer des Makua, Nebenflusses des Moane, am Weg Mamfe-Biteku.

Heller Hornblendebiotitgneis (Orthogneis) mit undeutlicher Lagenstruktur mit z. T. größeren Quarz- und Feldspatkörnern und Biotitblättchen. Spärlich schwarze Hornblende in prismatischen Körnern.

U. d. M. zeigt sich nur wenig die Gneisstruktur. In hypidiomorph-körniger Anordnung vereinigen sich Quarz und Feldspat als vorherrschende Gemengteile. Letzterer ist Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit und spärlich Oligoklas mit Albit- und

Periklinzwillingslamellen. Kataklaserscheinungen äußern sich in Verbiegungen und Stauchungen und durch fleckige und undulöse Auslöschung. Ferner dunkelgrüne Hornblende, grünlichbrauner Biotit, Eisenerz, reichlich Titanit, z. T. in rhombischen Schnitten, Apatit und Eisenglanz in kleinen gelbrot bis bräunlich durchsichtigen Blättchen.

Nr. 72. Am Biette. Weg Tinto (Posten) nach Faktorei Tinto.

Biotigneis (Orthogneis), hellfarbig, mit Lagenstruktur. Grobkörnige Quarz-Feldspatlagen wechseln mit schmaleren, biotitreicheren. Der Feldspat des Gesteins erscheint teils rötlich, teils weißlich.

U. d. M. starke Kataklasstruktur. Vorherrschend Quarz und Feldspat (Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit, Oligoklas), beide stellenweise granophyrisch verwachsen. Spärlich stark chloritisierter Biotit, Eisenerz, Titanit, Apatit, Pyrit. Die vielfach getrübten Feldspäte sind oft zerquetscht und aufgerissen und in die Klüfte ist grusförmiger Quarz und Biotit eingepreßt. Sekundär auch Epidot.

Nr. 76. Geröll aus dem Manju bei Tajon, in der Nähe der Hängebrücke.

Hornblende-Biotitgneis (Orthogneis), mit deutlicher Lagenstruktur. Helle feinkörnige glimmerführende Quarz-Feldspatlagen wechseln mit dunkleren, biotitreicheren.

U. d. M. wechseln gleichfalls Lagen von Quarz und Feldspat mit solchen, an Biotit und Hornblende reichen, ab. Kataklaserscheinungen. Quarz, Hornblende, Biotit und Eisenerz (stellenweise mit randlicher Titanitbildung) oft poikilitisch verwachsen. Als Nebengemengteil Apatit. Hornblende und Biotit stellenweise auch parallel verwachsen, so daß die Längsrichtung der Biotitblättchen der Vertikalachse der Hornblende parallel verläuft. Der Feldspat besteht aus Orthoklas, Mikroklin und spärlichem Oligoklas.

Nr. **105.** Vom Fuße des Batpui-Massivs bei Fopajom.

Biotitgneis (Orthogneis), mit schiefriger Struktur, wobei helle feinkörnige Quarz-Feldspatlagen mit schmalen grünlichen biotitreichen Äderchen wechseln.

U. d. M. herrscht Quarz und Feldspat (Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit und Oligoklas) vor. Beide zeigen starke Quetschung und Zertrümmerung, fleckige und undulöse Auslöschung und die Feldspäte vielfach Druckzwillingsbildung. Hier und da auch granophyrische Verwachsung von Quarz und Feldspat. Der spärlichere Biotit ist gebleicht, chloritisiert und von Brauneisenkörnchen infiltriert. Auch er zeigt starke Druckerscheinungen, die bis zu völlig feinpulvriger Zerquetschung desselben gehen. Vielfach mit Eisenerz und Apatit vergesellschaftet. Innerhalb der Feldspäte auf Klüften und Spaltrissen schwache Brauneisenbildung.

Nr. **135.** Am Wege Dumbo-Ko vor Andi.

Biotitgneis (Paragneis?), grünlichgrau, mit schiefrig-flasriger Struktur, wobei dunklere biotitreichere Lagen mit helleren feldspatreicheren abwechseln oder diese flaserig umziehen, so daß das Gestein porphyroidartig erscheint.

U. d. M. lagern einzelne größere Orthoklas- und Mikroklinkrystallkörner in einer feinkörnigen Quarz-Feldspatmasse, untermengt mit kleinblättrigem grünlichen Biotit und Eisenerz (z. T. titanhaltig), Leukoxenrand, Titanitkränzchen). Akzessorisch etwas Pyrit.

Nr. **136, 137** desgl.

Granulitgneis (Paragneis), mit feinschichtiger Lagenstruktur. Feinkörnige rötlichweiße Quarz-Feldspatlagen wechseln mit grünen epidotreichen, biotitführenden Lagen. Stellenweise schichtige Einlagerung von körnigem Titaneisenerz (**136**).

Auch u. d. M. tritt die Lagenstruktur deutlich in Erscheinung. In der Hauptsache sind es quarzitische feinkörnige Lagen, in die z. T. trüber Orthoklas in etwas größeren Körnern eintritt, in Wechsellagerung mit anderen, die neben feinkörnigem Quarz grünlichen Biotit, Eisenerz und Epidot in körnigen Schnüren

führen. Schichtig ist stellenweise in größeren körnigen und derben Massen Titaneisenerz eingelagert. Als Nebengemengteile Titanit und Pyrit.

Nr. 142. Geröll aus dem Bette des Njö, bei dem Dorfe Kodjo.

Biotitgneis (Orthogneis), von schwach flasriger Struktur. Das rötlichgrüne Gestein zeigt innerhalb einer feinkörnigen grünlichen Gesteinsmasse einsprenglingsartig rötliche Feldspäte. Quarz zurücktretend. Epidot- und Chloritbildung.

U. d. M. beobachtet man größere, getrübte Orthoklas-, Mikroklin- und Oligoklaskörner in einer feinkörnigen, von chloritisiertem Biotit erfüllten Quarz-Feldspatmasse. Als Nebengemengteile Apatit, Zirkon, Eisenerz und Pyrit.

Nr. 148. Geröll des Madelle bei Godjere, am Wege nach Banjo.

Biotitgneis (Orthogneis), von grünschwarzer Färbung, fast dicht, mit feiner Druckfältelung, stellenweise flaserig, indem die grünen, glimmerreichen Lagen hellere Schlieren von Quarz und Feldspat umziehen.

U. d. M. erkennt man deutliche Lagenstruktur, verbunden mit starken Kataklaserscheinungen. Fast alle Gemengteile sind zu einem feinkörnigen Grus zerquetscht. Quarz, reichlich Orthoklas und Mikroklin, Biotit, grünlich und erzreich, fast pulverförmig aufgerieben, Eisenerz. Sekundär, reichlich gelblichgrüner Epidot.

Nr. 168. Am Wege Tibati-Ngambé.

Biotitgneis (Paragneis), von dunkler Farbe, aus feinen glimmerreichen Lagen sich zusammensetzend, zwischen denen, mehr in Form langgestreckter dünner Linsen, helle feinkörnige Quarz-Feldspatlagen liegen.

U. d. M. deutlich schichtig, durch den Wechsel biotitreicherer Lagen mit solchen von Quarz-Feldspat. Die Gemengteile erscheinen linsenförmig bis spindelartig parallel gelagert, ihre Größe sinkt von der feiner Körner bis zu felsitischer Ausbildung. Der rotbraune Biotit ist zumeist gänzlich zerrieben. Auch das spärliche Eisenerz lagert sich dünnschmitzenförmig ein. Akzessorisch vereinzelte Granatkörner.

Nr. 173. Am Wege Boma-Bukamba.

Graphithaltiger Biotitgneis (Paragneis), mit Lagenstruktur. Breite helle, äußerst quarzreiche Lagen wechseln mit feinkörnigeren grünlichen, glimmerreichen. Das ganze Gestein ist von feinen schwarzen, glänzenden Graphitschüppchen erfüllt.

U. d. M. wechseln grobkörnige, feldspatarme Quarzlagen mit spärlicherem rotbraunen Biotit mit solchen, reich an Biotit, vermengt mit Strahlstein und Granat und spärlichem Eisenerz. Als Nebengemengteile Apatit und reichlich Graphit in schwarzen, in reflektiertem Licht matten Körnchen und Schüppchen.

## 2. Amphibolite und Eklogite.

Die Gesteine dieser Typen erscheinen als Einlagerungen in den Gneisen. Sie sind bald mehr körnig bei wechselnder Korngröße, bald mehr schiefrig. Durch Aufnahme von Augit (Diallag) bilden sich gelegentlich Übergangsformen zu Eklogit, die am besten wohl als Gabbroamphibolite bezeichnet werden. Im allgemeinen sind es dunkle, schwarzgrüne Gesteine, die in verschiedenen Vorkommen durch reichlicheres Auftreten von Feldspat und z. T. auch Quarz hellere Farben annehmen. Diese treten besonders in den Gesteinen auf, die Übergänge zu Gneis bilden oder als metamorphosierte Gabbrogesteine erscheinen. Sie finden sich entweder ganz spärlich oder bilden dünne schmitzenförmige Adern oder flaserige Aggregate. Unter den Gemengteilen herrscht in den Amphiboliten bis grünlichschwarze Hornblende stets vor, in Form prismatischer Krystallkörner, die vielfach schuppig parallel gelagert sind, daneben erscheint schwärzlicher Biotit oder Granat, denen sich in bestimmten Varietäten schwärzlicher Diallagaugit zugesellt. Unter den Feldspatgemengteilen erkennt man vielfach neben Orthoklas auch Plagioklas. Pyrit tritt gelegentlich in Form kleiner gelbglänzender Körnchen auf. Im Gegensatz dazu überwiegt in den Eklogiten der Augit.

Mikroskopisch zeigen die diese Gesteine zusammensetzenden Mineralien nichts besonders Bemerkenswertes. Als Nebengemengteile wurden außer den schon genannten noch beobachtet

Eisenerz, Apatit, Zirkon, Titanit, gelegentlich Andalusit und ein astrophyllitartiger Glimmer, als Sekundärprodukte Muscovit oder Talk, Calcit und Serpentin.

a) Amphibolite.

Nr. **132, 133.** In einem Flußbett anstehend, am Wege Bebe-Gato-Dumbo.

Feinkörniges resp. schiefriges Gestein von grünlichschwarzer Farbe, hauptsächlich aus Hornblendesäulchen zusammengesetzt. Gelegentlich auftretender Biotit vereinigt sich zuweilen schlierenartig mit Hornblende. Spärliche Beimengung von Quarz und Feldspat.

U. d. M. erkennt man ein feinkörniges Gemenge von grüner Hornblende, oft in größeren Aggregaten, mit Quarz und Feldspat, denen sich in Nr. **132** gelbbrauner Biotit nur spärlich, in Nr. **133** reichlich zugesellt. Des weiteren Eisenerz, Titanit, Zirkon (als Einschluß in Hornblende, mit pleochroitischen Höfen). Unter den Feldspäten reichlich basischer Plagioklas. Der Orthoklas teilweise mit Muscovitschüppchen.

Nr. **141.** Am Wege Berabe-Kodjo.

Grauschwarzes feinkörniges Gestein, schiefrig, mit an Hornblende und Biotit reichen Lagen mit spärlichem Quarz und Feldspat und einzelnen schmitzenförmigen Lagen, die fast nur aus Quarz und Feldspat bestehen.

U. d. M. erscheint das gerade im Dünnschliff getroffene Gesteinsstück fast granitisch-körnig und besteht aus einem allotriomorphen, feinkörnigen Gemenge von Quarz und Feldspat (Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas) mit grüner Hornblende und Biotit nebst Eisenerz (mit Titanitrand), Apatit und Titanit. Die Plagioklase zeigen stellenweise Zonarstruktur, der Orthoklas auch Druckzwillingsbildung und beginnende Muscovitbildung. Quarz und Feldspat sind mehrfach granophyrisch verwachsen.

Nr. **158.** Mao Tapare, am Wege Banjo-Galim.

Feinkörniges dunkles, hauptsächlich aus Hornblende und Biotit bestehendes Gestein, mit vereinzelten Quarz-Feldspatlagen und -schmitzen.

Gleicht mikroskopisch völlig dem vorhergehend beschriebenen Gestein Nr. 141, nur tritt hier mit der grünen Hornblende vergesellschaftet ganz akzessorisch noch etwas Diallag auf.

Nr. **159.** Am Wege Bamti-Kui.

Grünlichschwarzes feinkörniges Hornblendegestein mit etwas Quarz und Feldspat und einzelnen größeren, hellbräunlichen Biotittäfelchen.

Das Gestein zeigt u. d. M. eine ausgezeichnet poikilitische Struktur, indem neben der vorherrschenden grünen Hornblende, etwas Plagioklas und Quarz, eine helle, strahlsteinartige Hornblende in kleinen Körnchen und Säulchen, rundliche Biotitblättchen, Andalusit, erfüllt von zahlreichen, schlauchförmigen Interpositionen und Erzsonnen, poikilitisch verwachsen auftreten. Der Glimmer erscheint von höherer Doppelbrechung, ist rötlichgelbbraun mit starkem Pleochroismus in rötlichbräunlichen und gelben Tönen und gehört vielleicht dem Astrophyllit zu.

Nr. **177.** Am Wege Tup-Fung.

Dünnschiefrig-blättriges grünes Hornblendegestein mit Granat und spärlichem Quarz und Feldspat.

U. d. M. erscheint das Gestein ziemlich grobkörnig und enthält neben vorherrschender bräunlich durchsichtiger Hornblende, die der gemeinen, eisenreichen Hornblende optisch zugehört, und Granat, spärlich Quarz und durch Muscovitneubildungen getrübten Orthoklas in poikilitischer Verwachsung. Der Granat enthält kleine Graphiteinlagerungen. Reichlich Apatit, ganz spärlich Biotit in kleinen Schüppchen und Blättchen.

b) Gabbro-Amphibolite.

Als Gabbro-Amphibolite sollen Hornblendegesteine bezeichnet werden, die neben Hornblende reichlich Diallag führen, sowie Plagioklas und etwas Quarz enthalten und deren Struktur im Dünnschliff stark an die der Gabbros erinnert.

Nr. **52a.** Dicht bei Mamfe, am Wege Nschang-Mamfe.

Dichtes grünschwarzes Gestein von äußerst feinkörniger Struktur mit dünnschaliger Absonderung.

U. d. M. erkennt man bei allotriomorph-körniger Struktur, rundliche Plagioklaskörner (Labrador), z. T. idiomorph entwickelten Diallag, bräunlichgrüne Hornblende und reichlich Eisenerz. Quarz ist spärlich und erscheint zumeist mit Hornblende poikilitisch verwachsen. Der Diallag zeigt stellenweise Neubildung von Calcit. Apatit spärlich.

Nr. **139, 140.** Am Wege Ko-Berabe.

Schwarzgrüne Hornblendegesteine, feinkörnig (**139**) oder von gröberem Korn (**140**), gemengt mit schwärzlichem Augit und spärlichem Plagioklas und Orthoklas und Quarz, welch' letztere beide mehr schlierenartig vereint, oder dünnlagenförmig eingeschaltet auftreten.

U. d. M. zeigt, dem makroskopischen Aussehen entsprechend, das Gestein Nr. **139** eine deutlichere Lagenstruktur, Nr. **140** dagegen eine sehr grobkörnige Ausbildung. Ersteres zeigt die Hornblende stark zurücktretend und erscheint, abgesehen von den Quarzbeimengungen und starken Kataklaserscheinungen, sehr einem Gabbro ähnlich, letzteres enthält reichlich fleckig bläulichgrün und bräunlichgrün gefärbten Amphibol, sowie körnige Aggregate von Diallag mit beginnender innerer und randlicher Uralitbildung. Die uralitische Hornblende ist faserig, blaßgrünlich und schwach pleochroitisch. Als Nebengemengteile erscheinen Apatit, Titanit, Rutil und Eisenerz.

Nr. **144.** Vom Wege Kambo-Sop.

Dunkles mittelkörniges Gestein, das vorwiegend aus Biotit, Hornblende und Augit besteht. Als Einlagerungen erscheinen körnige Aggregate von Quarz und Orthoklas nebst mehr leistenförmigem Plagioklas.

U. d. M. sieht man ein hypidiomorph-körniges Aggregat von Plagioklas nebst spärlicherem trüben Orthoklas mit sekundärer Muscovitbildung, dem spärlich Quarz als Zwischenklemmungsmasse beigesellt ist. Dazwischen lagern in enger Vergesellschaftung grüne Hornblende, brauner Biotit und spärlicher Diallag mit beginnender Uralitbildung nebst Eisenerz, vielfach

poikilitisch verwachsen. Der Biotit zeigt oft lamellare Biegung und Aufblätterung. Spärlich Apatit und Titanit.

Nr. **176.** Am Wege Sansani-Tup im Fombo-Wasser.

Schwarzgrünes feinkörniges amphibolitisches Gestein mit spärlichem Quarz- und Feldspatgehalt. Spuren von Pyrit.

U. d. M. sieht man in ungefähr lagenförmiger Anordnung kleinkörnige Aggregate von Quarz und Plagioklas wechsellagern mit solchen von Hornblende, Diallag, Biotit und Eisenerz in poikilitischer Verwachsung. Die Augite zeigen beginnende Uralitisierung. Als Nebengemengteile Apatit und Titanit. Sekundär schwache Calcitneubildung.

c) Eklogite.

Nr. **10.** Landschaft Ndokobong, Fluß Somabal, rechtes Sanaga-Ufer, oberhalb der Fälle.

Feinkörniges dunkelgrünes Gestein mit Augit und Granat in einzelnen Körnern.

U. d. M. beobachtet man ein feinkörniges Gemenge von Omphazit in grünen rundlichen Körnern, verwachsen mit grüner Hornblende, Granat und Eisenerz. Nur spärlich Plagioklas und mehr als Zwischenklemmungsmasse. Stellenweise poikilitische Struktur. Sekundäre Brauneiseninfiltration.

Nr. **175.** Am Wege Sansani-Tup.

Feinkörniges grünliches Gestein mit Augit und Granat und kleinen Lagen und Schmitzen von Feldspat und Quarz. Anflug von Pyrit.

U. d. M. sieht man ein körniges Aggregat stark zersetzter Plagioklase (Muscovitneubildung), von grünlichem Augit, Granat, Eisenerz und Quarz. Letzterer bildet vereinzelte größere Körner und erscheint sonst zumeist in Form eines feinkörnigen Aggregates, das aderförmig das Gestein durchzieht, so daß man eventuell an eine spätere Silifizierung denken kann. Das Eisenerz zeigt zerhackte Formen und ist wohl Titaneisenerz. Als Nebengemengteile Apatit und Titanit.

### 3. Quarzschiefer.

Diese Gesteine bestehen vorwiegend aus weißem körnigen Quarz mit spärlichen Nebengemengteilen. Die Struktur erscheint durch die Parallellagerung der oft stenglichen Quarze schiefrig bis lagenförmig, wobei eine gleichorientierte Einlagerung der übrigen Gemengteile statt hat. Als Nebengemengteile erscheinen Glimmer, z. T. auch Hornblende und Augit, alle aber stets zurücktretend gegenüber dem quarzigen Hauptgesteinsbestandteil.

Nr. 6. Nahe dem Häuptlingsdorf Een am linken Ufer des Mang.

Das Gestein erscheint als ein helles, parallelstengliges Aggregat von Quarz, im Querbruch zuckerkörnig erscheinend, mit Einlagerungen von Muscovit in farblosen, glänzenden Blättchen und einem mehr smaragd- bis hellgrünlichen Glimmer, der dem Fuchsit gleicht. Die Glimmer schmiegen sich den Quarzen innig an und verleihen dem ganzen Gestein ein stark glänzendes Aussehen.

U. d. M. erkennt man innig mit einander verzahnte Quarzkörner nebst spärlichem Muscovit (auf den Spaltrissen winzige erzige Ausscheidungen, die ihn oft stark trüben) und einem klaren, schwach grünlichen Fuchsit-artigen Glimmer mit schwachem Pleochroismus in bläulichgrünen und grünlichen Farben[1]). Die Quarze zeigen gelegentliche Parallelstreckung; die streifige undulöse Auslöschung verläuft ungefähr parallel dieser Richtung. Innerhalb der einzelnen Quarzkörner beobachtet man häufig parallel-reihig angeordnete Schwärme von Flüssigkeitseinschlüssen. Auf den Gesteinsklüften hier und da winzige Körnchen von Graphit. Ganz akzessorisch etwas Apatit, Rutil und Granat in fast farblos durchsichtigen Körnchen.

---

[1]) vergl. die Angabe bei E. Weinschenk: Die gesteinsbildenden Mineralien. 2. Auflage. Freiburg i. Br. 1907, S. 183. 𝔞 = lichthimmelblau, 𝔟 u. 𝔠 = zeisiggrün.

Nr. 7. Landschaft Ndogomakumak, am rechten Sanaga-Ufer oberhalb der Fälle.

Das quarzitische Gestein zeigt schiefrige Struktur und enthält parallel der Schieferung eingelagerte dunkelgrüne Hornblendesäulchen und vereinzelte mehr ölgrüne größere Augitkörnchen. Etwas Pyrit.

In einer druckschiefrigen körnigen Quarzmasse spärlich verstreut, erkennt man u. d. M. bläulichgrüne Hornblende, oft mit bräunlichem Glimmer in winzigen Blättchen verwachsen, und diopsidischen blaßgrünen Augit mit beginnender Serpentinbildung. Der Quarz zeigt starke Druckerscheinungen und ist stellenweise zwischen den einzelnen grobkörnigeren Quarzlagen zu einem feinen Grus zerrieben.

## F. Sedimente.

Von sedimentären Gesteinen wurden eine Reihe von Sandsteinen, Grauwackenschiefern und Tonschiefern untersucht.

### 1. Sandstein.

Die Sandsteine erscheinen als mehr oder minder eisenschüssige verkieselte, aus verrundeten Quarzkörnern bestehende Gesteine, die zum größten Teile als ein verkieselter Gneis- resp. Granitgrus zu betrachten sind. Eines der Gesteine zeigt den Quarz in stark brecciöser Form und mag daher besser als verkieselte Quarzbreccie bezeichnet werden. U. d. M. bieten sie nichts besonders Bemerkenswertes.

Nr. 19. Am linken Flußufer des Banga bei Njombe.

Feinkörniger eisenschüssiger Sandstein mit spärlichen Beimengungen von Feldspatkörnern.

U. d. M. erscheinen die Körner wenig verrundet, sondern meist eckig, was auf einen nur wenig weiten Transport schließen läßt. Die kleinen Orthoklaskörner sind getrübt und zeigen Muscovitbildung. Brauneisen verkittet die einzelnen Körner.

Nr. 27. Aus dem Flußbett des Babi bei Basu.

Feinkörniger heller Granit-Sandstein, aus Quarz- und Feldspatkörnern bestehend, denen spärlich Muscovit- und Biotitschüppchen beigesellt sind.

Nr. 28. Aus dem Flüßchen Afoajub bei Basu.

Schwarzgrauer Granit-Sandstein mit reichlichem trübweißen Feldspat. Vereinzelt auch größere Feldspatbruchstücke.

U. d. M. bestehen beide Gesteine aus einem Gemenge von Quarz- und Feldspatkörnern, die von einer feinkörnigen Quarzmasse verkittet sind, innerhalb derer z. T. reichlich (28) Musmasse verkittet sind, innerhalb derer z. T. reichlich (Nr. 28) Muscovit- und Biotitblättchen lagern. Infiltration von Brauneisen.

Nr. 59 u. 60. Aus dem Mamuë, Nebenfluß des Bali, am Wege Mamfe-Tinto.

Feinkörnige, eisenschüssige grauschwarze bis gelblichbraune Sandsteine, schwach bituminös, mit Muscovitschüppchen.

U. d. M. erkennt man ein körniges Quarzfeldspataggregat in inniger Vergesellschaftung, von Brauneisen umzogen. Hier und da Muscovit in kleinen Blättchen und kohlige Substanz, die besonders die kleinen Feldspatkörner auf den feinen Spaltrissen infiltriert.

Nr. 122. Am Mesam (Medscham) am Wege Bamundum-Bafut.

Grauweiße Quarzbreccie, aus größeren Bruchstücken von milchweißem und grauem Quarz bestehend, die durch dichten mattweißen Quarz verkittet sind. Hier und da Anflug von winzigen Pyritkörnchen.

U. d. M. beobachtet man größere und kleinere eckig-splittrige Quarzfragmente innerhalb einer feinkörnigen, fast felsitischen Quarzmasse. Die größeren Körner zeigen Druckerscheinungen und starke undulöse Auslöschung oder Felderteilung. Innerhalb der kieseligen Zwischenmasse etwas Pyrit.

Nr. 167. Am Wege Galim-Tibati.

Schwärzlichgrünes feinkörniges Gestein mit Quarz- und Feldspatkörnern und Chlorit- und Epidotneubildung. Von Brauneisen durchzogen und mit Adern von trübweißem, dichtem Quarz.

Quarz- und trübe Feldspatkörner von wechselnder Größe lagern u. d. M. in einem feinen Quarzgrus, untermengt mit Muscovitblättchen, grünlichen chloritischen Massen und Epidotkörnern. In adriger Form durchzieht fast felsitischer Quarz das Gestein. Gelegentlich beobachtet man Apatit in Form kleiner Nädelchen.

## 2. Schiefer.

Die untersuchten Schiefergesteine gehören zum größten Teil zu den sog. Mamfeschiefern, die sich als stark bituminöse, z. T. kalkige Tonschiefer charakterisieren. Sie erscheinen als dunkle schwärzliche, plattige, feinschiefrige, dichte Gesteine, mit zahlreichen Muscovitschüppchen, z. T. mit knolligen und der Schichtung parallel gestreckten Kalkknauern, z. T. auch mit kohligen Pflanzenresten unbestimmbarer Art und mit kleinen Pyritknollen.

Nr. 42, 43. Aus dem Oyi-Fluß, nahe seiner Mündung in den Cross-Fluß (Ossidingebezirk).

Nr. 46—49. Aus dem Flusse Moa am rechten Cross-Ufer in der Nähe des Dorfes Ayang (Ossidingebezirk).

U. d. M. erkennt man in Schliffen parallel der Schieferung ein feinkörniges, stark bituminöses Quarzaggregat, dem sich spärlich Feldspat zugesellt, vermengt mit reichlichem Kalkspat in feinkörniger bis kleinkrystalliner Ausbildung, mit mehr oder minder reichlicher Brauneisenführung und etwas Pyrit in kleinen Körnchen. Schliffe senkrecht zur Schieferung zeigen eine Art Fluidalstruktur oder Spindelstruktur bei deutlicher Schieferung, indem der Kalkspat linsenförmige feinkörnige Aggregate bildet, um die sich die bituminöse dunkle sonstige Gesteinsmasse herumwindet. Die kleinen Kalkspatkörner zeigen stellenweise sphärolithischen Bau. Nach dem makroskopischen Befund hat man

es hier z. T. übrigens auch nicht mit reinem Calcit, sondern auch mit Braunspat zu tun.

Nr. 156. Mao-Banjo, am Wege Banjo-Galim.

Schwarzes kieselschieferartiges Gestein mit einzelnen gelblichweißen Gallen.

U. d. M. erweist sich das Gestein als eine kieselige Grauwacke. Es besteht aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und spärlichen matten, wie opalisiert erscheinenden Feldspäten nebst wenigem Muscovit, das Ganze völlig erfüllt von einer bituminösen, schwarzen, körneligen Substanz, deren fleckige mehr oder minder reichliche Verteilung eine gewisse schlierige oder Lagenstruktur erzeugt. Sekundäre Brauneisenbildung.

---

X. Teil.

# Fischreste aus den Mamfe-Schiefern.

Von Prof. Dr. **O. Jaekel.**

Mit Tafel 1.

---

Aus schwarzen Tonschiefern von Mamfebach in Kamerun, die Herr Dr. Guillemain auffand, gingen mir als einzige Versteinerungen dieser Schichtenfolge durch Herrn Dr. E. Harbort einige Fischreste zu, deren Bestimmung deshalb besonders wünschenswert war, weil sie allein Anhaltspunkte über das geologische Alter dieser Schiefer bieten konnten. Die Erhaltung der Fischreste war leider nicht günstig, so daß es sehr mühsamer Präparationsarbeit unter 30-facher Vergrößerung bedurfte, um wenigstens einen dieser Fische so weit klarzustellen, daß seine systematische Bestimmung möglich wurde. Es ist dies eine neue Form von Knochenfischen, die offenbar in die Verwandtschaft von *Portheus* gehört, der mit anderen Formen zu einer Familie der Chirocentriden zusammengefaßt wurde.

Diese Familie der Chirocentriden ist von A. Smith Woodward (Cat. Foss. Fishes Brit. Mus. (Nat. Hist. Bd. IV, S. 87) aufgestellt für eine Anzahl von Formen, die innerhalb der Malacopterygier schon äußerlich durch die auffallend schräge Stellung ihrer Mundspalte und die starke Bezahnung und kräftige Ausbildung und Bezahnung ihrer Maxillaria und der Dentalia am Unterkiefer ausgezeichnet sind. Hierher gehört von fossilen Formen der bekannte Portheus, von dem riesige Skelette aus der nordamerikanischen Oberen Kreide jetzt vielfach in europäische Museen gekommen sind, *Ichthyodectes* und *Saurocephalus*, von lebenden Formen nur der kleine

*Chirocentrus dorab* aus den indischen und ostasiatischen Meeresteilen hierher.

Die uns vorliegende Form ist leicht als Mitglied dieser Familie kenntlich, da sie deren Merkmale in allen erhaltenen Teilen gut erkennen läßt. Die Mundspalte zeigt die auffallende Richtung nach oben und beweist durch das Ausbleiben einer Verschiebung der Kieferhälften, daß der Kopf und Körper des Fisches sehr komprimiert war. Vom Unterkiefer sind zwei längliche Deckknochen deutlich sichtbar, das bezahnte Dentale und das unten gelegene Spleniale. Auch das *Supra angulare* scheint im Zusammenhang mit dem Hinterende des Dentale erhalten zu sein. Denkt man sich diese Knochen des Unterkiefers wieder zusammengefügt, so ergibt sich zwar keine so dicke kräftige Form desselben wie bei *Portheus* und *Ichthyodectes,* aber doch eine ziemlich starke Ausbildung der Mandibeln, die ein charakteristisches Merkmal der Familie bildet. Im Oberkiefer ist das Praemaxillare nicht klar in seiner Form zu erkennen, aber doch seiner geringen Größe und seiner typischen Lage nach kenntlich. Die große Ausbildung des Maxillare und seine Hauptbeteiligung an der Bezahnung sind an unserer Form gut zu sehen. Die Bezahnung ist, wie bei allen Chirocentriden, kräftig, bleibt aber in jeder Beziehung indifferent und primitiv im Rahmen der Familie. Die Zähne sind noch ungleich groß, nicht komprimiert und zu einer vorderen und hinteren Kante zugeschärft, sondern gerundet im Querschnitt, und anscheinend mehr acrodont als thecodont befestigt. Das sind Merkmale, die den primitiven Typen unter den Chirocentriden entsprechen.

Von dem übrigen Kopfskelett ist zunächst der Mangel eines Rostrale hervorzuheben, das für einige der jüngeren Mitglieder der Familie charakteristisch ist. Die Augenhöhle ist ziemlich groß, die Abdrücke zweier Scleroticalplatten sind erhalten. Von den visceralen Deckknochen der Wangenregion ist das *Quatratum* (Q) mit seinem verdickten Gelenkteil, das über ihm gelegene *Metapterygium* und das vor ihm gelegene *Ectopterygium* erkennbar. Neben letzterem befinden sich die suborbitalen Platten (So2), die schon bei den mesozoischen Ganoiden typisch ausgebildet

sind. Die Knochen der Schädeldecke sind leider nur in ihrer Gesamtheit erkennbar. Die Region des *Ethmoid* (E), der *Frontalia* (F), der *Supraoccipitalia* (Soc), der *Praefrontalia* (Prf), *Postfrontalia* (Ptf), *Epiotica* (Ep) und *Squamosa* (Sq) ist nur undeutlich markiert. Das für einzelne Mitglieder der Familie bezeichnende Verhältnis der *Supraoccipitalia* zu den *Parietalia* ist leider nicht genau klarzustellen. Hinter der Wangenregion folgen aufrecht gestellte Elemente, deren eines wohl dem *Hyomandibulare* (H), das kleinere darunter (S) dem *Symplecticum* entspricht. Hinter und unter ihnen folgen die Kiemendeckelplatten. Von diesen ist das *Praeoperculum* sehr gut erhalten und mit den charakteristischen nach hinten und unten divergierenden Rinnen versehen. Das oben gelegene *Operculum* ist mäßig groß, unter ihm scheinen zwei Platten vorhanden gewesen zu sein. Es ist aber nicht sicher, ob die hier vorhandenen Grenzlinien natürliche Plattengrenzen sind, oder von zufälligen Brüchen herrühren.

Der Schultergürtel läßt einen schmalen, aufrecht gestellten Stab (Sp) erkennen, der unten verdickt ist. Seine genauere Form ist an dieser Stelle nicht zu erkennen; er stellt aber zweifellos das *Cleithrum* dar. Besonders typisch für die Portheiden ist die säbelförmige Ausbildung und kräftige Verschmelzung der vorderen Radien der Brustflosse. Diese selbst ist nicht mehr im Zusammenhang sichtbar, wohl aber zeigen einige isolierte Radien (Pc) deren typische, kräftige und gestreckte Form. Ihre Länge beträgt ungefähr zwei Drittel der Kopfhöhe.

Die Wirbelsäule ist in ihrem vorderen Drittel vorhanden, aber nur zum Teil so erhalten, daß die Form der einzelnen Wirbelkörper (W) einigermaßen kenntlich ist. Dieselbe zeigt bei zylindrischer Form und rückwärts zunehmender Länge anscheinend zwei seitlich axial verlaufende Einbuchtungen. Auch einige obere Bögen sind hinter dem Kopfe sichtbar. Die Rippen (R) sind schlank und lang, im Bereiche des Brustkorbes erhalten. Auch runde Schuppen mit konzentrischen Anwachsstreifen sind an verschiedenen Stellen der vorderen Rumpfregion erhalten.

In allen sichtbaren Merkmalen ordnet sich unsere Form dem

Typus der Chirocentriden unter, nimmt aber gegenüber allen fossilen Vertretern dieser Familie eine primitive Stellung ein, insofern von den drei Hauptmerkmalen derselben, der schrägen Mundstellung, der kräftigen Ausbildung des Unterkiefers und der säbelförmigen Ausbildung der vorderen Strahlen der Brustflosse, die beiden letzten erst noch relativ schwach ausgebildet sind und auch die Aufrichtung des Unterkiefers sich hier noch in mäßigen Grenzen hält. Auch in anderen Eigenschaften scheint unsere Form weniger spezialisiert als die bisher bekannten Gattungen aus der Kreide; so sind die bei *Portheus*, *Spathodactylus* und *Ichthyodectes* sehr verkleinerten Augen hier noch normal groß, das Dentale ist ziemlich schmal, das Masillare schmal und einfach gestreckt, die Kopfknochen nicht so verdickt und skulpturiert, und ein prämandibulares Knochenstück ist nicht mit Sicherheit nachweisbar. Dazu kommt, daß die Kameruner Form kleiner ist als die bisher gefundenen fossilen Formen und auch in diesem nicht unerheblichen Punkte am Anfang der Familie zu stehen scheint.

Es scheint hier also, so weit wir die neue Form nach ihren bisher bekannten Teilen beurteilen können, eine neue Gattung der Chirocentriden vorzuliegen, die sich auch von dem einzigen lebenden Vertreter derselben, der Gattung *Chirocentrus*, in wichtigen Merkmalen, wie dem runden Querschnitt der Zähne, ihrer akrodanten Befestigung und der Ausbildung der Brustflossen unterscheidet. Da sich der lebende *Chirocentrus* in diesem Punkte weit von den fossilen Formen entfernt und jenen ganz indifferent gegenübersteht, erscheint er mir überhaupt nicht als Deszendent jener großen fossilen Formen, sondern als ein selbständiger Zwischentypus zwischen den Portheiden und den Thrissopiden, von denen sie schon Heckel[1]) mit Recht ableitete. Diesen steht nun allem Anschein nach unter allen typischen Portheiden unsere Kameruner Gattung auch am nächsten. Ich möchte sie vorläufig wie folgt definieren.

---

[1]) Heckel: Die fossilen Fische Österreichs. Denkschriften der math.-phys. Klasse der Akademie der Wiss. in Wien, Bd. I, S. 17, Wien 1849.

»Körper einfach, spindelförmig, seitlich komprimiert Kopfmäßig groß. Mundspalte schräg aufwärts gerichtet, mit mäßig großen, ziemlich gleichförmigen, im Querschnitt gerundeten Zähnen besetzt. Unterkiefer relativ schmal, desgleichen das Maxillare, das hinter dem Praemaxillare den ganzen Oberkieferrand bildet. Augen ziemlich groß, Schädeldachknochen anscheinend nicht nennenswert spezialisiert, Rostrum fehlt. Praeoporculum mit zahlreichen den ganzen Hinterteil des Knochens besetzenden Radialfurchen. Die vorderen Strahlen der Brustflosse nicht gegliedert, gestreckt, aber ziemlich kräftig ausgebildet. Wirbel und Berippung wie bei *Chirocentrites*, *Portheus* und anderen Mitglidern der Familie«.

Ich nenne die neue Form *Proportheus Kameruni* nach dem Gebiet, dem sie entstammt und hoffe, daß weitere Funde eine genauere Klarstellung ihrer Organisation ermöglichen werden, als mir diese nach dem einen schlecht erhaltenen Fragmente möglich war.

Die Art ist im Rahmen dieser Gattung und der Familie vor allem durch ihre sehr geringe Größe ausgezeichnet, indem sie nur etwa 19 cm Länge erreichen mochte. Die tatsächliche Höhe des Kopfes betrug etwa 2,5 cm, seine Länge bis zum Praeoporculum 2,3, bis zum Schulterbogen einschließlich 3,3 cm. Die beigegebene Taf. 1 zeigt die erhaltenen Teile des einzigen leidlich erkennbaren Exemplares. Ob einige weitere mir übersandten Fragmente von Fischen derselben Art und Gattung angehörten, vermochte ich bei ihrer sehr mangelhaften Erhaltung nicht zu entscheiden. Da einer derselben vom Rücken zu sehen ist, also dorsoventral zusammengesunken ist, glaube ich nicht, daß er unserem Formenkreis angehörte, da die Kompression seiner Mitglieder bewirkt, daß diese stets horizontal in der Schichtfläche ausgebreitet sind und demgemäß eine Seitenansicht darbieten.

Die morphogenetische Beurteilung unserer Form ist deshalb so wichtig, weil sie den einzigen Anhaltspunkt für die Altersbe-

stimmung der sie bergenden Schichten bietet. Über diese letzteren schrieb mir Herr Dr. E. Harbort, Berlin: »In einer Schieferformation bei Mamfe fand sich ein einziges (leidlich gut erhaltenes) Fossil, ein Fischabdruck, nach dem sich vielleicht das ungefähre Alter dieser Schichtenfolge feststellen ließe. Da über die stratigraphische Stellung der Mamfe-Schiefer noch nichts festgestellt ist, und die Schichten eine weite Verbreitung besitzen, ist der Fund vielleicht von Bedeutung«.

Nach ihrem morphogenetischen Verhältnis zu den bisher bekannten cretaceischen Vertretern der Portheiden im engeren Sinne (exklusive *Chirocentrus* Cuv.) und speziell der im Neocom gefundenen Gattung *Microcentrites* Heckel[1]) einerseits und andererseits den oberjurassischen Thrissopiden, die wohl den Ausgangspunkt der Portheiden bildeten, möchte ihr Alter als untercretaceisch und zwar etwa als Wealden anzunehmen sein.

Bei der obigen Altersbestimmung bin ich mir selbstverständlich der Möglichkeit eines Irrtums bewußt, da es überall Formen gibt, oder wenigstens geben kann, die in ihrer Entwicklung hinter der normalen des betreffenden Formenkreises mehr oder weniger lange zurückblieben und also auch in späteren Zeiten, als man sonst annehmen möchte, primitive Merkmale darbieten. Gerade hier mahnt der indifferente *Chirocentrus* aus dem indischen Ozean in dieser Beziehung zur Vorsicht. Immerhin soll man die Ausnahme nicht zur Norm stempeln und deshalb die m. E. nächstliegende Schlußfolgerung von der Hand weisen, daß *Proportheus Kameruni*

---

[1]) Die typische Art von *Chirocentrites* Heckel, *Ch. Coronii* Heckel stammt aus den Unteren Kreideschiefern von Goriansk bei Görz in Krain. Der Schädel einer dieser Art sehr nahestehenden oder mit ihr identischen Form fand ich vor 9 Jahren in den gelben Kalkschiefern der Insel Lesina, von wo Heckel eine kleinere Art seiner Gattung als *Chirocentrites microdon* beschrieb, die aber später von Heckel selbst, Bassani und Smith Woodward (Cat. foss. Fishes. Brit. Mus., Part. III, pag. 526) zu *Thrissops* gestellt wurde. Der freundlichen Bemühungen meines Kollegen Abel in Wien ist es leider nicht gelungen, das Original der typischen Art von *Chirocentrites coronii* ausfindig zu machen. Das mir gütigst zum Vergleich übersandte Exemplar schien mir eher zur Gattung *Thrissops* zu gehören.

älter erscheint als die bisher bekannten Mitglieder seiner Familie und deshalb vermutlich in die Unterste Kreide zu stellen ist. Dünnschalige, stets zerbrochene Schalen von Ostracoden, die etwa 1 mm Durchmesser besitzen mochten, sprechen dafür, daß die unseren Fisch enthaltenden schwarzen Schiefer in brakischen Becken abgesetzt wurden.

---

Bei Abschluß des Druckes zeigte mir Herr Dr. Harbort, Berlin, noch einige weitere Platten dieses Gesteins, die in größerer Anzahl Exemplare eines kleinen Teleostomen, vermutlich aus der Verwandtschaft von *Leptolepis*, enthalten, in deren Schwanzabschnitt die Wirbelsäule distal aufwärts gebogen war, fast noch wie bei *Oligopleurus* und *Megalurus*. Auch fanden sich in diesen Platten größere Estherien von ca. 5 mm Länge und sehr feinen konzentrischen Anwachsstreifen. Wenn die neuen Fischreste auch für eine präzise Altersbestimmung der Schichten keine sicheren Anhaltspunkte bieten, da sich entsprechende Typen noch bis in jüngere Schichten erhalten haben, so würden sie doch einer untercretaceischen Herkunft gut entsprechen.

---

XI. Teil.

# Fossile Pflanzenreste aus den Mungo-Schichten in Kamerun.

Von Dr. P. Menzel.

Mit Tafel 2.

---

Durch Herrn Dr. Guillemain wurden mir einige Stücke eines Pflanzenabdrücke enthaltenden Basalttuffes vom linken Mungo-Ufer unterhalb von Balangi in Kamerun zur Untersuchung übergeben, welche einer Folge vulkanischer Tuffe und Geröllschichten entstammen, die in völlig konkordanter Lagerung zwischen den durch die Untersuchungen von Esch und Solger nach ihrer Fossilführung als dem Senon zugehörig erkannten Sandstein-, Kalk- und Tonschieferablagerungen der Mungo-Schichten zwischengelagert auftreten, und die deshalb von Dr. Guillemain ebenfalls als senon angesprochen werden.

Genaueres über die Lagerungsverhältnisse der Fundstelle siehe S. 50.

Es handelt sich um eine Anzahl von Stücken grauen Tuffes, die neben verschiedenen unbrauchbaren Fragmenten einige besser erhaltene Reste dicotyler Blätter darbieten; trotz ihrer geringen Zahl und trotz ihres nur teilweise vollständigen Erhaltungszustandes erwecken diese Reste Anspruch auf Interesse, da fossile Überreste dicotyler Pflanzen aus tropischen Gebieten überhaupt und aus Afrika insbesondere bisher nur erst ganz vereinzelt bekannt geworden sind. Im Nachstehenden soll darum eine kurze Beschreibung derselben gegeben werden.

**Leguminosites albizzioides** n. sp.

Taf. 2, Fig. 1, 2, 3.

L. *foliis duplicato-pinnatis, pinnis multijugis; foliolis oppositis vel suboppositis, firmis, 12—17 mm longis, 4—6 mm latis, brevissime petiolulatis, ovato-lanceolatis vel lanceolatis, basi inaequilatera subcordatis, apice rotundatis, integerrimis; nervatione incomplete-actinodroma, nervis basalibus 5—7, uno validiore apicem attingente, ceteris brevioribus, camptodromis; nervis secundariis angulis acutis egredientibus, arcubus conjunctis et ramis externis arcuatim anastomosantibus instructis; nervis tertiariis rete laxum formantibus.*

Am häufigsten fanden sich unter den untersuchten Resten Bruchstücke doppelt gefiederter Blätter, deren die Abbildungen, Taf. 2, Fig. 1—3, einige darstellen.

Von dünner Spindel stehen zahlreiche, sehr kurzgestielte, fast sitzende, ganzrandige, festhäutige Fiederblättchen wagerecht oder unter stumpfen Winkeln ab. Da kein Exemplar vollständig erhalten ist, läßt sich nicht feststellen, ob die Blätter paarig oder unpaarig gefiedert waren. Die Fiederchen stehen so dicht, daß sie sich mit den benachbarten oberen und unteren Rändern teilweise decken; sie sind von lanzettlicher bis eilanzettlicher Gestalt und etwas asymmetrisch. Die Basis ist schwach herzförmig ausgerandet, der untere Teil des Blättchens etwas vorgezogen; die Blättchenspitze ist stumpf abgerundet.

Vom Stielansatz gehen 5—7 Basalnerven aus, deren einer kräftiger vortretend als schwach exzentrischer Hauptnerv die Spitze erreicht, während von den übrigen schwächeren im oberen Teile des Blättchens 1—2, im unteren Teile 3—4 in kürzerem Verlauf bogenförmig, zum Teil geschlängelt aufsteigen und unter einander oder mit den Sekundärästen des Hauptnerven anastomosieren. Die zahlreichen Sekundärnerven entspringen unter spitzen Winkeln; sie bilden dem Rande parallele, bogenförmige Schlingen und sind mit ebenfalls bogenförmig verbundenen Außenästen ausgestattet; die Räume zwischen ihnen sind von einem lockeren Netze der Tertiärnerven ausgefüllt.

Vergrößerte Darstellungen der wohlerhaltenen Nervatur einiger Blättchen geben die Abbildungen Taf. 2, Fig. 1 a, 2 a, 3 a.

Diese Blätter sind als *Leguminosen*-Reste anzusprechen und bieten die größten Anklänge an die doppeltgefiederten Blätter mehrerer *Albizzia*-Arten, deren verschiedene der heutigen Flora des tropischen und subtropischen Afrika angehören.

Die vorliegenden Reste mit einer lebenden Art von *Albizzia* oder einer anderen *Leguminosen*-Gattung vollständig zu identifizieren, war mir nicht möglich.

Von weiteren Blättern liegen nur Bruchstücke vor.

### Artocarpidium Guillemainii n. sp.

Taf. 2, Fig. 4, 5, 6.

*A. foliis amplis, coriaceis, verisimiliter ellipticis, integerrimis; nervo primario crasso; nervis secundariis validis, angulis 60—80⁰ orientibus, camptodromis, curvatis, secus marginem ascendentibus, infimis ramos externos emittentibus; nervis tertiariis numerosis, confertis, transversis, e nervo primario angulis subrectis, e secundariis angulis acutis egredientibus, areas oblongas includentibus.*

Die auf Taf. 2, Fig. 4, 5, 6, abgebildeten Bruchstücke großer ledriger Blätter gehören sicher zur selben Art; sie lassen sich zu ganzrandigen Blättern von vermutlich elliptischer Form ergänzen, die am Grunde anscheinend etwas verschmälert waren; sie besitzen einen starken Mittelnerven und kräftige, entfernt stehende, am Grunde mehr genäherte Sekundärnerven, die unter Winkeln von 60—80⁰ austreten, bogenförmig aufsteigen und, dem Rand nahe lang auslaufend, durch quere Anastomosen unter einander verbunden sind, zum Teil auch stärkere Seitenäste auf der Außenseite aussenden; die feinen, dichtgestellten, querlaufenden Tertiärnerven entspringen aus dem Mittelnerven unter fast rechten, aus den Sekundärnerven unter spitzen Winkeln und schließen langgestreckte Felder ein.

Diese Blätter erinnern in ihren erhaltenen Merkmalen an Blattformen verschiedener tropischer Pflanzen, insbesondere mahnen sie an manche *Moraceen* und bieten vor allem Anklänge an mehrere fossile Formen, die zu den Gattungen *Artocarpidium* Ung.

und *Artocarpoides* Sap. gezogen wurden, und deren Vertreter sowohl aus dem älteren Tertiär Europas bekannt sind, wie solche auch aus tertiären Schichten südlicherer Gebiete beschrieben wurden.

Aus dem Pliocän Javas gibt M. L. Crié (Recherches sur la flore pliocène de Java, S. 9, tab. III, fig. 1) ein *Artocarpidium Martinianum* bekannt, dessen Blatt er mit der lebenden *Ficus leucantoma* Poir. vergleicht, und H. Engelhardt (Tertiäre Pflanzenreste aus dem Fajûm, Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orientes. Bd. XX, S. 211, Taf. XVIII, Fig. 1, 2) beschreibt zwei Blattstücke aus dem Eocän Ägyptens, die er mit Watelets *Artocarpidium Desnoyersi* aus dem ältesten Tertiär des Pariser Beckens zusammenbringt.

Unsere Blattreste stimmen nun mit keiner der beschriebenen *Artocarpidium*- bezw. *Artocarpoides*-Arten genau überein; von den zunächst stehenden treten bei *A. Desnoyersi* Wat. die unteren Sekundärnerven unter stumpferen Winkeln aus; bei *A. Martinianum* Crié entspringen die am Grunde genäherten Sekundärnerven unter viel spitzeren Winkeln und haben im übrigen Teil der Blattspreite viel größere Intervalle, während bei *Artocarpoides conocephaloidea* Sap. von Sézanne die Sekundärnerven dichter stehen und steiler aufgerichtet verlaufen.

Von rezenten Arten bietet *Artocarpus integrifolia* L. sehr ähnliche Verhältnisse der Nervation dar.

## Combretiphyllum acuminatum n. sp.

Taf. 2, Fig. 7.

*C. foliis membranaceis, oblongo-ovatis, apice acuminatis; nervis prominentibus; nervo primario valido; nervis secundariis alternantibus, angulis 60—70⁰ orientibus, arcuatim ascendentibus, juxta marginem arcubus conjunctis; nervis tertiariis conspicuis, angulis subrectis egredientibus, areas tetragonales vel polygonales includentibus.*

Es liegt nur die vordere Hälfte eines bis zu 8 cm Länge erhaltenen, an der breitesten Stelle 6 cm breiten, langelliptischen Blattes mit lang ausgezogener Spitze vor, von anscheinend weicher Beschaffenheit, dessen Nervatur deutlich hervortritt.

Vom Mittelnerven entspringen unter Winkeln von 60—70° alternierend kräftige Sekundärnerven, die, bogenförmig aufsteigend, dem Rande nahe durch Schlingenbogen verbunden sind, und deren Zwischenfelder durch deutliche, unter wenig spitzen Winkeln austretende Tertiärnerven in vierseitige bis polygonale Felderchen geteilt sind.

Dieser Blattrest besitzt eine Form und Nervationsverhältnisse, die eine eindeutige Bestimmung seiner Zugehörigkeit ohne Zweifel nicht zulassen. Er bietet Ähnlichkeit mit verschiedenen afrikanischen *Anonaceen*, mit manchen *Moraceen* des tropischen Afrika — z. B. mit *Trymatococcus africanus* Baill. —, vor allem aber läßt er sich vergleichen mit mehreren rezenten *Combretum*-Arten des schwarzen Kontinents, wie *C. laxiflorum* Welw., *C. mucronatum* Schum. et Thonn., *C. trichanthum* Fres., *C. collinum* Fres., ohne aber sich völlig mit einer dieser Arten identifizieren zu lassen. Ich führe ihn deshalb unter einer Bezeichnung auf, die die angegebene Ähnlichkeit zum Ausdruck bringen soll.

### Phyllites sp.

Taf. 2, Fig. 8.

*Ph. foliis ellipticis, utrinque angustatis, chartaceis; nervis secundariis angulis 50° orientibus, camptodromis, juxta marginem arcuatim conjunctis, nervis tertiariis inconspicuis.*

Das Taf. 2, Fig. 8, wiedergegebene Blattfragment läßt bei seinem mangelhaften Erhaltungszustand eine auch nur annähernde Deutung nicht zu. Es läßt sich zu einem elliptischen, beiderseits verschmälertem Blatte von ungefähr 7 cm Länge ergänzen, dessen camptodromer Sekundärnervenverlauf nichts Charakteristisches darbietet. Blätter ähnlicher Bildung werden bei Pflanzen der verschiedensten Familien angetroffen; sie finden sich, um nur ein Beispiel anzuführen, bei manchen *Randia*-Arten der heutigen Tropenflora Afrikas.

---

Nach dem Angeführten bietet die kleine fossile Florula vom Mungo nur eine sehr beschränkte Anzahl von überdies zumeist unvollständig erhaltenen Resten dicotyler Pflanzen dar, deren Deu-

tung nur annäherungsweise möglich ist; sie erlauben eben, sie mit Vertretern der rezenten Tropenflora in Vergleich zu bringen, andererseits bieten sie Anklänge an Formen aus alttertiären Lagerstätten. Einen sicheren Schluß auf das Alter der sie bergenden Schichten zu ziehen, gestatten sie nicht; sie liefern aber auch kein Hindernis für die Annahme, daß die Tuffe, in denen sie eingeschlossen sind, der Kreideformation angehören, wie ihr Entdecker auf Grund der stratigraphischen Verhältnisse des Fundortes vermutet, denn es darf angenommen werden, daß unter der tropischen Sonne des Kamerungebietes seit weit entlegenen Zeiten klimatische Bedingungen die Gestaltung der Pflanzenwelt beeinflußten, die von den heute dort herrschenden nicht wesentlich verschieden waren, so daß in diesem Gebiete voraussichtlich schon zur Kreidezeit eine Vegetation bestand, die sich seitdem wohl weiter entwickelte, aber nicht in ihrem Gesamtcharakter wesentliche Umgestaltungen erfuhr, wie die Pflanzenwelt während der jüngeren Perioden der Erdgeschichte in Gegenden der gemäßigten Zone, wo Klimawechsel und Änderungen der Oberflächengestaltung auf die Vegetationsdecke mächtig einwirkten.

Es steht zu hoffen, daß in Zukunft weitere Aufsammlungen neue und vermehrte Unterlagen für die Beurteilung der Flora bieten werden, deren Reste in den Schichten am Mungo erhalten sind. —

Außer den im Vorstehenden beschriebenen Pflanzenfossilien liegt mir zurzeit — ebenfalls durch Herrn Dr. Guillemain vermittelt — noch ein recht umfangreiches, in verschiedenen Sammlungen aufbewahrtes Material von Pflanzenresten aus tertiären oder jüngeren Basalttuffen von mehreren Fundstellen aus dem Deutschen Schutzgebiete Kamerun zur Bearbeitung vor, dessen Bekanntgabe später erfolgen wird.

---

XII. Teil.

# Profil der Kreideschichten am Mungo.

Nach den stratigraphischen Aufnahmen von **C. Guillemain** und den palaeontologischen Untersuchungen von **E. Harbort.**

---

Etwa 3 km oberhalb des Ortes Mundame tritt der Mungo aus dem altkrystallinen Gebirge in das von Esch als sedimentäres Vorland bezeichnete Küstengebiet ein und bildet an dieser Stelle Stromschnellen und -fälle. Von hier ab folgt stromabwärts eine ununterbrochene Schichtenfolge von Sandsteinen, Tonschiefern und Kalkbänken in vielfacher Wechsellagerung, die unterhalb Ndo unter tertiären und jüngeren Sedimenten verschwindet. Es ist bereits früher festgestellt worden und von Guillemain durchaus bestätigt, daß die Schichten ziemlich regelmäßig von WNW. nach OSO. streichen und mit 5—10$^0$ nach SSW. einfallen, so daß der Fluß bei den Schnellen die liegendsten, bei Ndo die hangendsten Schichten angeschnitten hat.

Aus dieser Schichtenfolge wurden zuerst durch Wohltmann und Wilsing Fossilien von einzelnen Stellen der liegendsten Kalkbänke zwischen Mundame und Tiki aufgesammelt. Diese wurden seinerzeit durch A. v. Koenen[1]) einer genauen Bearbeitung unterzogen. v. Koenen war auf Grund zahlreicher Ammonitidenarten,

---

[1]) A. v. Koenen, Über Fossilien der unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. Abh. d. Kgl. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen. Math.-phys. Klasse, N. F., Bd. I, Nr. 1, S. 1—48. Berlin 1897. — Derselbe, Nachtrag dazu. Ebendort 1898, S. 49—64.

die zwar einer von ihm neu aufgestellten Gattung, der Gattung *Hoplitoides* zugerechnet werden mußten, Formen, die indes der untercretacischen Gattung *Hoplites* am nächsten vergleichbar waren, zu der Ansicht gekommen, daß die sedimentären Schichten am Mungo der unteren Kreide (Neocom) angehörten. F. Solger[1]) hat dann das von Esch in den Jahren 1897/98 am Mungo gesammelte und das früher bearbeitete paläontologische Material von neuem eingehend untersucht. Er kam auf Grund des sehr viel umfangreicheren und planmäßiger an verschiedenen Stellen aufgesammelten Cephalopoden-Materials zu dem Ergebnis, daß die Kreideablagerungen an den Mungo-Ufern turonen (vielleicht auch cenomanen) und senonen Alters seien[2]). Diese Schlußfolgerungen konnten indes von Solger nur unter der Voraussetzung gemacht werden, daß, entgegen den Feststellungen Esch's, nach seiner Ansicht die Schichtenfolge wiederholt gestört sein mußte, so daß dadurch heute in dem Mungo-Profil turone und senone Schichten in wiederholter Aufeinanderfolge in die Erscheinung treten müßten. Wenn trotzdem aber, entsprechend der Auffassung von Esch, eine ungestörte Schichtenfolge vorliegen würde, so glaubte Solger dann durch die Resultate seiner paläontologischen Untersuchungen gezwungen zu sein, anzunehmen, daß in der ganzen Schichtenfolge gleichmäßig eine turon-senone Mischfauna vorhanden wäre.

Es blieben somit in diesen Schlußfolgerungen, die aus der paläontologischen Bearbeitung hergeleitet waren, noch mancherlei Unstimmigkeiten. Solger bezeichnete es daher selbst als sehr wünschenswert, wenn an der Hand neuer, genauerer, möglichst fortlaufend und horizontweise vorgenommener Aufsammlungen eine Nachprüfung seiner Schlußergebnisse stattfinden könnte[3]). Diese Revision hat nun 1905/1907 C. Guillemain vorgenommen und versucht, das Kreideprofil am Mungo systematisch aufzunehmen, insbesondere auch Schicht für Schicht auf die Fossil-

---

[1]) F. Solger, Die Fossilien der Mungo-Kreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung, mit besonderer Berücksichtigung der Ammoniten. In Esch, Beiträge zur Geologie von Kamerun. Stuttgart 1904, S. 85—242.

[2]) l. c., S. 202.

[3]) l. c., S. 240.

führung hin durchzuklopfen und damit die Möglichkeit zu geben, die Aufeinanderfolge der Faunen genau zu untersuchen.

Das so gewonnene Versteinerungsmaterial wurde alsdann von uns einer Durcharbeitung unterworfen, die schon heute zu den in der Folge erörterten stratigraphischen Ergebnissen führte. Eine genauere paläontologische Beschreibung des gesamten umfangreichen Materials, insbesondere auch der Pelecypoden- und Gastropoden-Fauna, die seinerzeit von Solger nicht näher beschrieben worden war, wird erst in einer später erscheinenden Lieferung zu geben möglich sein. Hier beschränken wir uns darauf, zunächst eine Zusammenstellung lediglich der stratigraphischen Ergebnisse auf Grund der an Ort und Stelle vorgenommenen Profilaufnahmen und der vorläufigen paläontologischen Untersuchungen zu bringen.

In der folgenden Aufstellung sind im Anschluß an die örtlichen Aufnahmen die einzelnen fossilführenden, meist durch Kalk- und Tonschieferlagen innerhalb der vorwiegend vorhandenen Sandsteinschichten gekennzeichneten Horizonte als einzelne Profile mit römischen Ziffern I—VIII bezeichnet. Naturgemäß konnte bei dem flachen Einfallen und der häufigen Bedeckung der Schichten mit jüngeren Ablagerungen die Schichtenfolge ein und desselben Aufschlusses nicht an einer Stelle aufgemessen werden, sondern an verschiedenen Orten in verschiedenen Abschnitten, die innerhalb der Profile mit fortlaufenden arabischen Ziffern bezeichnet wurden. Die einzelnen Schichten dieser Abschnitte sind weiterhin durch die einzelnen Buchstaben des Alphabets unterschieden.

Vom Liegenden zum Hangenden sind folgende Schichten festgestellt worden, die sich wahrscheinlich unmittelbar unterhalb der Stromschnellen von Mundame dem Granit auflegen, der hier von deutlichen, mit Reibungsbreccie ausgefüllten Bruchspalten durchsetzt wird.

**Profil I.**

Umfaßt die ganze Schichtenfolge von den Stromschnellen bei Mundame bis zu den hangendsten, fossillführenden Ablagerungen gegenüber der Elephantenbank. Bezüglich der Lage der Elephantenbank vergl. die Ausführungen C. Guillemains im Teil III.

Auf etwa 5—6 km Entfernung von den Stromschnellen im

Einfallen stehen zunächst einige Meter grobe, arkoseartige Granitgrus-Sandsteine und vorwiegend aus Granitgeröllen bestehende Konglomerate an. Nach dem Hangenden nimmt die Korngröße des Sandsteins allmählich ab und es folgen abwechselnd feinkörnige und mittelkörnige Quarzsandsteine. Erst wenig unterhalb Mundame, unweit der Mündung eines kleinen linksseitigen Zuflusses, tritt in dem gleichförmigen, weißen und gelben Sandstein nachstehende Schichtenfolge auf:

0,30 m Sandstein, tonig, feinkörnig, blaugrau.
2,10 » Grobe Conglomerate, nach unten allmählich in grob- und feinkörnige Sandsteine übergehend, mit kalkigem Bindemittel.
0,40 » Sandsteinschiefer, knotig, bläulich-grünlich.
1,40 » Plattensandstein, schwach tonig und kalkhaltig.
? Sandstein, massig, mittel- bis feinkörnig, weiß bis gelb.

Von hier aus bis etwa 400 m stromabwärts sind die Schichten schlecht aufgeschlossen, dann beginnt mit Tonschiefer nachstehende neue Schichtenfolge:

1a) 0,62 m Bröckelschiefer, glimmerreich, blaugrau bis graugelb. Enthält zahlreiche Fossilien, z. T. in Schwefelkieserhaltung:
Pflanzenreste (unbestimmbar)
*Hoplitoides?* sp.
*Avicula* sp.
*Leda cultellus* v. K.
*Corbula* cf. *incurvata* v. K.
*Tellina* sp.
b) 0,42 » Ton, fett, blau und grau, nach oben allmählich in Tonschiefer mit linsen- und knollenförmigen Kalkkonkretionen übergehend, mit:
*Lingula* cf. *truncata* Sow.
*Nucula* sp.
c) 0,30 » Ton, sandig, mit Lagen von Kalklinsen.
d) 1,40 » Plattensandstein.
2a) 0,20 » Tonschiefer, mit einzelnen, sandig-dolomitischen, harten Kalklinsen. In diesen:
*Ostrea* sp.
*Plicatula* sp.
*Modiola?* sp.
*Cytherea plana* Sow.
» cf. *tenuidentata* v. K. u. a. C. sp. sp.
*Lucina* sp.
*Liopistha ventricosa* v. K.
*Actaeon?* sp.

b) 0,40 m Tonschiefer mit:
*Avicula* sp.
*Leda* sp. *ind.*
*Cardium* sp.?
*Lima dilatata* v. K.
Seeigelresten.

c) 0,10 » Tonschiefer mit vereinzelten Kalklinsen, enthaltend:
*Hoplitoides gibbosulus bipartitus* (v. Koen.) em. Solg.
*Neoptychites telingaeformis* Solg.
» sp. *juv.*
*Septifer* cf. *convolutus* v. K.
*Liopistha* n. sp.?
*Gervilleia* sp.
*Cardium* cf. *perobliquum* v. K.

d) 0,30 » Tonschiefer, schwärzlich-blau, mit zahlreichen Cyprisschalen, ferner:
*Ostrea* sp.
*Plicatula multiplicata* v. K.
*Avicula* sp. ind.
*Modiola* sp.
*Leda* sp.
*Septifer* sp. sp.
*Cardium* sp.
*Cytherea* cf. *Wohltmanni* v. K.

e) .0,20 » Kalkstein, hart, grau, nach oben tonig, mit:
*Mortoniceras* nov. sp.
aus der Verwandtschaft des *M. texanum* Roem.
*Hoplitoides ingens laevis* (v. Koenen) em. Solger
» cf. *ingens laevis* (v. Koenen) em. Solger
» n. sp.
» n. sp.?
» cf. *ingens* v. Koen. sp. ind.
» n. sp. (*bicarinatus* Harb.)
*Ostrea* sp. ind.
*Exogyra* cf. *auriformis* v. K.
*Plicatula rugulosa* v. K. (häufig)
*Pecten virgatus*
*Modiola* cf. *plicifera* v. K.
*Septifer convolutus* v. K.
*Liopistha*? sp.
» n. sp.
*Nerita multigranosa* v. K.
*Gastropoda* sp. (Steinkerne).

3a) 1,75 » Tonschiefer, schwarz, mit:
*Leda* cf. *cultellus* v. K.
Seeigelreste
*Lingula truncata* Sow.

b) 0,40 m Kalklinsenschicht in sandigem Tonschiefer mit:
*Exogyra* sp.
*Pecten* sp. juv.
*Corbula incurvata* v. K.

c) 0,40 » Kalkstein, hart, dicht.

d) 0,05 » Kalksandstein, tonig, bröcklig, mit:
*Exogyra* sp.
*Anomia* sp.
*Pecten virgatus* Sow.
*Lima dilatata* v. K. (häufig)
*Lopatinia* sp.
*Cytherea* sp.
*Astarte?* sp.
*Corbula incurvata* v. K
*Dentalium* sp.
*Turitella* sp.
*Nerita multigranosa* v. K. u. a. *Gastropoda* sp.

4a) 1,50 » Tonschiefer, schwarz, fossilarm.

b) 0,10 » Kalklinsenschicht.

c) 0,20 » Kalkstein, mit zahlreichen, großen Ammoniten, enthaltend:
Knochenreste
Saurierzahn
*Decapoda* sp.
*Cypris* sp.
*Hoplitoides ingens* v. Koen. cf. *nodifer* Solger
» *ingens* v. Koen. ex aff. *nodifer* Solger
» cf. *Wohltmanni* v. Koen.
» cf. *gibbosulus* v. K.
*Neoptychites telingaeformis* var. *discrepans* Solg.
*Ostrea* sp.
*Exogyra auriformis* v. K.
*Anomia* sp.
*Plicatula rugulosa* v. K.
» *placunea* Lam.
*Pecten virgatus* Sow.
» cf. *orbicularis* v. K.
*Lima perplana* v. K.
» *dilatata* v. K.
*Modiola* cf. *plicifera* v. K.
*Corbula* cf. *incurvata* v. K.
*Pholadomya* sp.
*Cytherea* sp. sp.
» *Wohltmanni* v. K.
*Liopistha* n. sp.
*Patella* sp.
*Nerita multigranosa* v. K.
*Actaeon?* sp.

5a) 0,05 m Blätterton, schwarzblau, fossilreich, mit:
Seeigelresten
*Cypris* sp.
*Plicatula* sp.
*Anomia* sp.
*Pecten* sp.
*Corbula* cf. *incurvata* v. K.
*Cardium?* sp.

b) 0,30 » Tonschiefer, fossilarm.

c) 0,10 » Tonschiefer, nach oben stark sandig werdend.

d) 0,55 » Kalkstein, hart.

6a—b) 1,30 m Tonschiefer, bröcklig, schwarz, im unteren Teile zahlreiche, meist unbestimmbare Abdrücke, Zweischaler- und Seeigelreste, daneben bestimmbar:
*Cypris* sp.
*Avicula* sp.
*Inoceramus* sp. cf. *Cripsi* Mant.
*Cytherea* cf. *Wohltmanni* v. K.

c) 0,30 m Tonschiefer mit vielen Kalklinsen, schwarz.

d) 0,10 » Kalklinsenschicht.

e) 0,30 » Tonschiefer, schwarz, mit vereinzelten Kalklinsen.

f) 0,25 » Tonschiefer, nach oben sandig, glimmerreich und bröcklig werdend.

g) 0,20 » Kalkstein, nach oben tonig grau, in Linsen zerfallend. Mit zahlreichen Ammoniten.

Die Kalke von c—g führen folgende Fauna:

Knochenreste
*Serpula octangula* v. K.
*Bryozoa* sp.
*Hoplitoides* cf. *ingens laevis* (v. Koen.) em. Solger
» cf. *ingens costatus* (v. Koen.) em. Solger
*Ostrea* sp.
*Exogyra* sp.
*Anomia laevigata* Sow. (sehr häufig)
*Plicatula multiplicata* v. K. (häufig)
» *rugulosa* v. K.
*Pecten virgatus* Sow.
*Modiola plicifera* v. K. (häufig)
*Lima perplana* v. K.
» *dilatata* v. K.
» nov. sp.
*Lucina* sp.
*Tellina* sp.
» cf. *phylloides* v. K.
*Pholadomya* sp.

*Liopistha ventricosa* v. K.
» n. sp.
*Astarte* sp.
*Arca* sp.
» *semiglabra* v. K.
*Turitella* sp.
*Nerita multigranosa* v. K.

7a) 1,80 m Tonschiefer, fett.

b) 0,40 » Tonschiefer mit Kalklinsen:
Decapodenreste
*Cypris* sp.
*Anomia?* sp.
*Nerita multigranosa* v. K.

c) 0,20 » Kalkstein, hart, grau, mit zahlreichen Schalen von *Anomia* sp.

d) 0,15 » Tonschiefer mit Kalklinsen.

e) 0,95 » Tonschiefer mit:
Seeigelresten
*Avicula* sp.
*Leda cultellus* v. K.
*Tellina* cf. *phylloides* v. K.
*Inoceramus?* sp.
*Nerita multigranosa* v. K.

f) 0,20 » Kalkstein, hart, mit:
*Hoplitoides gibbosulus* v. K.
*Exogyra* sp.
*Anomia laevigata* Sow. (sehr häufig)
*Plicatula multiplicata* v. K.
*Panopaea?* sp.

g) 0,10 » Mergelschiefer mit Kalklinsen, enthaltend:
*Anomia laevigata* Sow.

h) 2,00 » Tonschiefer, schwarz, blättrig mit:
Seeigelresten
*Plicatula multiplicata* Sow.
*Leda cultellus* v. K.
*Pecten* sp. juv.

i) 1,00 » Tonschiefer, sandig-glimmerhaltig, graugelb mit
*Anomia* sp.
*Plicatula rugulosa* v. K.
*Liopistha* sp.

k) 2,00 » Sandstein mit allmählichem Übergang zum liegenden Tonschiefer.

Hierauf folgt in unbekannter Mächtigkeit gelber grobkörniger Sandstein, der anfangs noch aufgeschlossen ist. Stromabwärts sind die Ufer überrollt und erst da, wo der Mungo den ersten rückläufigen Bogen unterhalb der Stromschnellen beschreibt, ist das

folgende Profil II hauptsächlich an einer in den Fluß vorspringenden Klippe aufgeschlossen. (Wohltmann-Bank?)

**Profil II.**

a) 3,00 m Sandstein, unten tonig, feinkörnig, nach oben abwechelnd grob- und feinkörnig.
b) 0,50 » Plattensandstein kalkig, wechselnd mit Plattenkalken.
c) 0,50 » Ton, sandig, mit vielen großen Linsen eines fossilreichen, harten Kalksteins.
d) 0,25 » Kalkstein, hart, fossilreich.

Es folgt hierauf gleichmäßig feinkörniger Sandstein bis zum Profil III, das wenig unterhalb des Dorfes Tiki oder Ediki am rechten Flußufer, etwa 200 m von diesem entfernt, in einer steilen Wand aufgeschlossen ist:

**Profil III.**

a) 0,80 m Kalkstein tonig, mit
*Peroniceras* cf. *subtricarinatum* D'Orb., var. *tridorsatum*. Schlüth.
b) 15,00 » Sandstein, überrollt.
c) 3,00 » Kalksandstein.
d) 1,30 » Sandstein, feinkörnig, tonig.
e) 0,15 » » sehr feinkörnig, weiß.
f) 0,60 » » tonig.
g) 3,00 » » bankig abgesondert, nach unten allmählich tonig werdend.
h) 1,00 » » tonig, feinkörnig und glimmerreich.
i) 2,00 » » feinkörnig.

Von hier ab folgt Sandstein mit gröberem Korn, meist überrollt. Erst etwa 200 m oberhalb Balangi findet sich am rechten Ufer ein kleiner Aufschluß mit folgendem Profil:

a) 5,00 m Sandstein.
b) 1,00 » » , kalkig.
c) 2,00 » Sandstein.
d) 0,80 » Kalkstein.

Es folgt nunmehr Sandstein in unermittelter Mächtigkeit, bis zum Aufschluß Profil IV, an der Stelle, wo unterhalb Balingi der Mungo in einem rückläufigen Bogen fließt. Hier findet sich aufgeschlossen:

**Profil IV.**

a) ? m Kalkstein mit
*Spondylus?*
*Cytherea corbuloides*

*Tellina* sp.
*Arca* sp.

b) 0,20 m Tonschiefer, schwarz, mit harten dunklen Kalklinsen:
*Cypris* sp.
*Inoceramus* cf. *Cripsi.* Mant.

c) 0,85 » Tonschiefer, schwarz mit Kalklinsenhorizont (0,15 m).

d) 0,10 » Kalkstein, schwarz

e-f) 1,00 » Tonschiefer, schwarz, mit
*Cytherea* sp.

g) 0,20 » Kalkstein, hart, grau.

h) 0,10 » Tonschiefer, gelb.

i) 0,10 » Kalkstein, grauweiß, mit
*Cytherea* cf. *Wohltmanni* v. K.
*Astarte* sp.

k) 0,20 » Tonschiefer, grau.

l) 0,50 » Kalkstein, hart, grau mit
*Hoploparia* sp.
*Cytherea* sp.

m) 0,35 » Tonschiefer.

n) 0,35 » Kalkstein, grau-schwarz, nach unten in Tonschiefer übergehend, mit
*Cytherea Wohltmanni* v. K.

o) 0,65 » Tonschiefer, schwarz, oben gelblich und sandig.

p) 0,15 » » mit Kalklinsen, mit
*Barroisiceras* cf. *Brancoi* var. *armata.* Solg.

q) 0,85 » Tonschiefer, grau-gelb
*Tellina* sp. sp.
*Pholadomya* sp.

r) ? » Sandstein, mürbe, grau-gelb.

Einige hundert Meter stromab folgt nachstehendes

**Profil V.**

? Sandstein.

1a) 0,75 m Kalksein.

b) 2,00 » Tonschiefer, schwarz, fossilreich.

c) 1,20 » Kalkstein, plattig, nach oben sich in Linsen auflösend.

d) 2,00 » Tonschiefer.

e) 0,45 » Kalkstein.

f) 1,70 » Tonschiefer, sandig, schwarz, unten mit Kalklinsen.

g) 0,30 » Kalkstein, unten in Linsen aufgelöst.

h) 1,20 » Tonschiefer, grau, mit
*Spondylus?* sp.

i) 0,30 » Kalkstein, hell grau-gelb, tonig mit
*Anomia laevigata* Sow.
*Septifer* sp.
*Lima* sp.
*Arca* sp.
*Astarte* cf. *testicosta* v. K.

k) 0,80 m Tonschiefer, schwarz, enthaltend:
*Lopatinia* sp. ind.
*Tellina* sp.

l) 0,20 » Kalkstein, hellgrau, mit
*Plicatula* sp.
*Pecten* sp.
*Septifer* sp.
*Lucina* sp.
*Arca* sp.
*Corbula incurvata* v. K.
*Cytherea* sp.
*Lopatinia* sp.
*Natica* sp. u. a. Gastropoden.

m) 0,45 » Tonschiefer, sandig, bröcklig, grau-gelb, zu oberst Kalklinsen führend.

n) 0,40 » Kalkstein, grau, hart.

o) 0,15 » Tonschiefer, sehr sandig, gelb-grau mit
Knochenresten
*Cytherea* sp.
*Leda cultellus* v. K.
*Tellina* sp.

p) 0,20 » Kalkstein, grau-blau.

q) 0,05 » Tonschiefer mit
*Anomia* sp.

r) 0,05 » Kalklinsenschicht mit
Knochenresten
*Pecten* sp.
*Cyprimeria?* sp.

s) 0,15 » Tonschiefer.

t) 0,40 » Kalkstein.

u) 0,20 » Tonschiefer, sandig.

v) 0,16 » Krystallisierter Kalksandstein.

w) 0,60 » Tonschiefer, sandig.

x) 0,65 » Kalkstein, nach oben in Kalklinsen aufgelöst.

2a) 3,10 » Tonschiefer, unten schwarz, nach oben grau bis gelb, sandig und glimmerhaltig werdend. Mit Fossilien, besonders auch kohligen Pflanzenresten. Im oberen Teile eine 0,10 m mächtige, graue, kalkig-tonige, harte Schicht, enthält:
*Lingula truncata* Sow.
*Astarte testicosta* v. K.
*Cardita* nov. sp.?
*Cytherea* nov. sp.

b) 0,35 » Kalkstein, teilweise in Linsen aufgelöst, mit
Fischzahn
Decapodenrest (Exopodit.)
*Glyphaea* sp. (Thorax)

*Anomia* sp.
*Pecten virgatus* var. *productus* v. K.
*Tellina* sp.
*Fusus* sp.
*Turitella* sp.
*Natica* sp.

c) 1,00 m Tonschiefer, die oberen 0,25 m mit Kalklinsen, enthaltend:
*Modiola plicifera* v. K.
*Lopatinia lens* Solg.

d) 0,20 » Kalkstein, hart, dicht mit
*Spondylus?* sp.
*Arca* sp.
*Astarte testicosta* v. K.
*Cytherea tenuidentata* v. K.
*Volutites* sp.

e) 2,00 » Tonschiefer, grau-gelb, sandig, fossilarm, mit einer Kalklinsenschicht.

f) 1,80 » Kalkstein, die mittleren 1,50 m bilden eine in wenig Tonschiefer eingebettete Kalklinsenschicht mit vielen Zweischalern und abgerollten, harten, sehr dichten, fossilfreien Kalkstücken. In dem darüber und darunter lagernden harten Kalke viele Kalkspathdrusen und mehrfach kohlige Holzreste:
*Tissotia Fischeuri* Grossouvre
*Peroniceras subtricarinatum* var. *tridorsatum* Schlüt. (em. Grossouvre)
*Plicatula* sp.
*Ostrea* sp.
*Septifer convolutus* v. K.
*Pecten virgatus* Sow.
*Cytherea* cf. *corbuloides* v. K.
*Cytherea* sp. sp.
*Lopatinia* lens Solg. (häufig)
*Arca* sp.
*Corbula* sp.
*Astarte trigonella* v. K.
*Cardium* sp.
*Cyprina?*
*Actaeon?* sp.

g) 0,50 » Kalkstein, dickplattig, am Grunde graue mergelige Schicht mit
*Ostrea* sp.
*Anomia laevigata* Sow.
*Septifer* sp.
*Lima* sp.
*Turritella* cf. *Kamerunensis* v. K.

3a) 2,50 » Tonschiefer, schwarz, fossilleer mit
*Psammobia auriformis* v. K.
*Leda cultellus* v. K.

b) 0,50 m Tonschiefer mit Kalklinsen, unten mergelig sandige, graugelbe Schicht (0,10 m) mit
*Cardium* sp.
*Turritella* sp.

c) 1,00 » Tonschiefer, bröckelig, kalkig, schwarz mit
*Serpula octangula* v. K.
*Pholadomya* sp.
*Cytherea?* sp.
*Tellina* sp.

d) 0,25 » Kalkstein, hart, mit vielen Zweischalern, bestimmt wurden:
*Pseudotissotia* n. sp.
*Tellina* sp. *(Psammosolen?)*
*Cytherea corbuloides* v. K.
*Spondylus?* sp.
*Arca* sp. sp.
*Arca* n. sp.
*Liopistha ventricosa* v. K.
*Natica* sp.
Holzreste.

e) 0,10 » Tonschiefer mit vereinzelten Kalklinsen.

f) 0,25 » Kalkstein, hart, fossilreich:
*Cytherea elliptica* v. K.
*Arca* sp. sp. (häufig).

g) 2,10 » Kalksandstein mit einzelnen Kalklinsen:
*Tissotia latelobata* Solg.
*Tissotia Tissoti* Bayle.
*Ostrea* sp.
*Spondylus?* sp.
*Exogyra* sp.
*Corbula incurvata* v. K.
*Arca* sp. sp.
*Cytherea tenuidentata* v. K.
» *Wohltmanni* v. K.
» sp. sp.
» *corbuloides* v. K.
*Pholadomya* sp.
*Cerithium?* sp.
*Fusus* sp.

4a) 0,65 » Tonschiefer, fossilarm, nach oben sandig werdend und in Sandsteinschiefer übergehend, mit
*Astarte testicosta* v. K.

b) 0,30 » Kalkstein, hart, mit vielen Zweischalern:
*Cytherea* sp. sp.
*Arca* sp.
*Cytherea?* sp.

c) 0,20 m Kalkstein, bröckelig mit zwischengelagerten Tonschiefern:
*Exogyra* sp.
*Anomia* sp.
*Plicatula*? sp.
*Cardium*? sp.
*Arca* sp. sp.
*Cyprina*? sp.

d) 0,50 » Tonschiefer, fossilarm, mit
*Cypris* sp.
*Lingula* sp.
*Liopistha ventricosa* v. K.
*Corbula* sp.
*Tellina* sp. sp.

e) 0,10 » Kalkstein, mit vielen harten Kalkgeröllen an der Basis.
*Septifer* sp.

f) 0,40 » Tonschiefer, grau mit schwarzen Kalklinsen, die nach oben häufiger werden, mit
*Cypris* sp.
*Barroisiceras* cf. *Haberfellneri* v. Hauer.
*Tellina* sp.
*Lingula truncata* Sow.

g) 0,25 » Kalkstein, hart, grau, oben und unten tonig-sandig, mit vielen dickschaligen Zweischalern:
*Arca* nov.? sp.

h) 6,00 » Tonschiefer, oben sandig, vielfach bröckelig und mehrere Lagen harter Kalklinsen führend:
*Calianassa* sp.
*Cypris* sp.
*Inoceramus* sp.
*Septifer* sp.

i) 2,50 » Ton, hell, mürbe, mit Pflanzenresten, vergl. die besondere Abhandlung von Dr. Menzel. (Teil XI.)

j) 5,50 » Sandige Tuff- und Aschenschicht mit vielen dicotylen Pflanzen-Abdrücken. Einzelne gröbere Gerölleschichten vulkanischen Materiales zwischengeschaltet.

k) 0,70 » Aschenschicht, braun, feinkörnig.

l) ? bis 3,00 m aufgeschlossen, Tuff mit zahlreichen Geröllen vulkanischen Materiales, nach oben in groben Sandstein übergehend, der viel Aschen- und Basaltlavabeimengungen führt.

Es folgt hierauf grobkörniger, nach oben feiner werdender Sandstein in nicht bestimmter Mächtigkeit. Darauf legen sich abermals mehrfach Schichten wie i) und danach in erheblicher Mächtigkeit grobkörniger, glimmerführender, bröckliger Sandstein.

Am rechten Stromufer, etwa 1,5 km stromab, (im Schichten-Fallen gemessen), folgt dann nachstehendes

**Profil VI.**

a) ? m Sandstein, mittelfeinkörnig, bankig abgesondert.
b) 0,50 » Tonschiefer, sandig, kalkig.
c) 0,70 » Sandstein, mittel- bis feinkörnig.
d) 0,20 » Sandsteinschiefer.
e) 0,80 » Sandstein, mittel- bis feinkörnig.
f) 2,00 » Tonschiefer, sandig, mit einzelnen Kalkkonkretionen.
g) 0,50 » Sandstein, hart, kalkhaltig, hellgrau bis gelb.
h) 1,10 » Tonschiefer, nach oben in mittel- bis feinkörnigen Sandstein übergehend. Im Tonschiefer Kalkkonkretionen.
i) 2,50 » Tonschiefer, blaugrau, mit Zweischaler-Abdrücken.
k) 4,50 » Sandstein, unten feinkörnig, weiß, oben grobkörnig, gelb, z. T. rot.
l) 0,20 » Sandstein, tonig-kalkig.
m) 0,80 » Mergel, grau, mit härteren Konkretionen, fossilarm.
n) 0,75 » Sandsteinschiefer, mergelig.
o) 0,30 » Kalkstein, hart, grau, mit vielen großen Zweischalern: *Lopatinia obliqua* Solg.

Hierauf folgt massiger Sandstein in erheblicher Mächtigkeit, erst am Bakumba, der Mündung eines kleinen Zuflusses am rechten Stromufer, folgt abermals eine Reihe von Kalkstein-Tonschiefer-Sandsteinschiefer-Schichten, die nicht einzeln aufgenommen wurden. An Fossilien enthielt das

**Profil VII:**

*Astarte trigonella* v. K.
*Lima dilatata* v. K.
*Lucina* sp.
*Corbula* sp. cf. *angulata.*
*Cardium* sp.
*Septifer* sp.
*Turritella* sp. sp.
*Fusus* sp. sp.

**Profil VIII.**

Stromab wurde nur noch unterhalb Ndo am linken Stromufer eine Kalkstein-Einlagerung beobachtet. Fossilien wurden daraus nicht gesammelt. Von Ndo ab wurde der Strom nicht mehr befahren.

v. Koenen und Solger haben ihre Altersbestimmung der Mungo-Schichten auf die Cephalopodenfauna begründet. Wir wollen daher zunächst auch hier nur auf die Bedeutung der Cephalopodenfauna in dem vorstehenden geologischen Profil eingehen. Die Verteilung der einzelnen Gattungen auf die liegenden und hangenden Schichten gibt folgende Übersicht.

Liegendes ——————→ Hangendes

| | Profil I unterhalb Mundame, Elefantenbank der älteren Autoren (Wohltmann-Bank?) | | | | | | Profil II oberhalb von Tiki (Ediki) (Wohltmann-Bank?!) | Profil III bei Tiki (Ediki) | Profil IV unterhalb Balangi | Profil V unterhalb Balangi | Profil VI—VIII oberhalb und unterhalb der Ndo-Mündung |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 [1] | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | | | | | |
| a) *Hoplitoides* | | | | | | | Ammonitidenreste wurden von Guillemain nicht beobachtet. | | | | Ammonitidenreste wurden von Guillemain nicht beobachtet. |
| 1. *H. gibbosulus* v. Koen. . . | + | | | + | | + | | | | | |
| 2. » *ingens laevis* (v. Koen.) em. Solger . . | | + | | | | + | | | | | |
| 3. » » *nodifer* (v. Koen.) em. Solger . . | | | + | | | | | | | | |
| 4. » » *costatus* (v. Koen.) em. Solger . . | | | | | | + | | | | | |
| 5. » *Wohltmanni* v. Koen. . | | | | + | | | | | | | |
| 6. » *bicarinatus* n. sp. . . | | + | | | | | | | | | |
| 7. » n. sp. . . . . . . | | + | | | | | | | | | |
| b) *Neoptychites* | | | | | | | | | | | |
| 8. *N. telingaeformis* Solger . | + | | | | | | | | | | |
| 9. » » *discrepans* Solger | + | | | | | | | | | | |
| 10. » » sp. juv. . . . | | | | + | | | | | | | |
| c) *Mortoniceras* | | | | | | | | | | | |
| 11. *M.* n. sp. Aus der Gruppe der *M. texanum* F. Roemer | | + | | | | | | | | | |
| d) *Peroniceras* | | | | | | | | | | | |
| 12. *P. subtricarinatum* d'Orb. var. *tridorsatum* Schlüth. em. Grossouvre. . . . | | | | | | | | + | | + | |
| e) *Barroisiceras* | | | | | | | | | | | |
| 13. *B.* cf. *Brancoi* Solger, var. *armata* Solger . . . | | | | | | | | | + | | |
| 14. » cf. *Haberfellneri* v. Hauer . . . . . | | | | | | | | | | + | |
| f) *Tissotia* | | | | | | | | | | | |
| 15. *T. Fischeuri Grossouvre* em. *Peron* . . . . . | | | | | | | | | | + | |
| » *latelobata* Solger . . | | | | | | | | | | + | |
| » *Tissoti* Bayle . . . | | | | | | | | | | + | |
| g) *Pseudotissotia* n. sp. | | | | | | | | | | + | |

[1] Die dicken schwarzen Linien geben die durch Guillemains Aufsammlungen sicher nachgewiesene vertikale Verbreitung an.

Nach dieser Zusammenstellung könnte es nun den Anschein haben, als ob das Vorkommen der Gattungen *Hoplitoides, Neoptychites* und *Mortoniceras* auf das Profil I, also auf die liegendsten Schichten der Mungo-Kreide zwischen Mundame und der Elephantenbank, das Auftreten der Gattungen *Peroniceras, Barroisiceras, Pseudotissotia* und *Tissotia* dagegen auf die hangenden Schichten von Ediki stromabwärts bis unterhalb Balangi beschränkt wären. Damit stehen jedoch in vollem Widerspruch die Fundorts-Angaben, welche Solger in seiner Übersicht über die Ammonitenfauna der Mungo-Kalke[1]) auf Grund der Esch'schen Originaletiketten gemacht hat, sowie auch z. T. v. Koenens Angaben. Nach Solger fanden sich Vertreter der häufigsten Gattung *Hoplitoides* nicht nur in dem liegendsten Profil I, sondern auch bei Ticki, sowie bei Balangi und unterhalb Balangi und zwar gerade 6 recht bezeichnende Arten selbst in den hangendsten Schichten bei und unterhalb Balangi. Ebenso wurden von hier zwei Arten von *Neoptychites* erwähnt. Andererseits erwähnt Solger aus den Aufschlüssen im Liegenden der Mungo-Schichten, der »Elephantenbank und Wohltmannbank« das Vorkommen von 2 Arten der Gattung *Tissotia*, 5 Spezies der Gattung *Barroisiceras* und das *Peroniceras Dravidicum* Kosmat. Wennschon es bei der relativen Seltenheit der Ammonitenreste überhaupt nicht weiter auffällig ist, daß die selteneren Formen von Guillemain nicht überall an den Orten wiedergefunden sind, von denen sie von den früheren Autoren beschrieben wurden, so bleibt es dennoch recht befremdlich, daß von Guillemain allein in dem Profil I, also der Elephantenbank, vielleicht auch der Wohltmannbank der älteren Autoren, Hoplitoidenarten und zwar in großer Anzahl gefunden wurden, während sich aus der ganzen hangenden Schichtenfolge (Profil II—VIII) nicht einmal ein einziges Bruchstück von *Hoplitoides* unter dem von Guillemain gesammelten Material befand. Vielleicht erklärt sich dies dadurch, daß die meist größeren und darum in die Augen fallenden Hoplitoidenreste an den Aufschlüssen in den hangenden Schichten von den früheren Besuchern der Fundorte aufgesammelt wurden, da ja

[1]) l. c. S. 184—185.

die Ammonitiden nur dann dem Sammler zu Gesicht kommen, wenn sie in losen Blöcken oder z. T. aus dem Gestein herausgewaschen und herausgewittert sind. Immerhin bleibt es sehr merkwürdig, daß bei der letzten Aufsammlung in den liegendsten Schichten noch so viele gut erhaltene Hoplitoiden gefunden worden sind, in den hangenden dagegen nicht, sodaß die Vermutung nahe liegt, es möchten bei den früheren Aufsammlungen Verwechselungen der Etiketten vorgekommen sein. Wie dem auch sei, auf alle Fälle hat die Profilaufnahme durch Guillemain nachgewiesen, daß eine fortlaufende, durch keinerlei Störungen unterbrochene Schichtenfolge vorliegt.

Auch die paläontologische Untersuchung stimmt mit diesen Ergebnissen insofern vollkommen überein, als eine einheitliche Fauna vorliegt, die, wie nunmehr ausgeführt werden soll, durchaus den Charakter der so weit verbreiteten Emscherstufe der oberen Kreide trägt.

Die Gattung *Hoplitoides* war bislang nur aus den Kameruner Kreideablagerungen bekannt geworden und konnte daher früher nicht unmittelbar für eine Altersbestimmung der Mungo-Schichten verwendet werden. v. Koenen hatte s. Z. angenommen, daß enge Beziehungen zwischen diesen von ihm beschriebenen neuen Formen und der Gattung *Hoplites* und *Oxynoticeras* der unteren Kreide beständen. Indes wurde bereits von Solger darauf hingewiesen, daß dieselben nicht derart waren, um für eine Gleichaltrigkeit dieser Fauna mit Unterer Kreide zu sprechen und er war darum zu der Überzeugung gelangt, daß die Hoplitoiden Abkömmlinge der Hopliten wären. Inzwischen hat nun kürzlich Pervinquière[1]) *Hoplitoides ingens* v. Koenen und verwandte Formen von der Basis des *Coniacien* von O. Riah. Dj. bou Dries in Tunis beschrieben, wodurch der Nachweis erbracht wurde, daß die Gattung *Hoplitoides* auch in Nordafrika zusammen mit Formen des untersten Senons bezw. der Emscher-Stufe vorkommt.

Durchaus beweisend für das Alter der Mungo-Schichten für

[1]) Pervinquière, Études de paléontologie tunisienne, Bd. I, Cephalopoda. Paris 1907, Tafel 9, Fig. 8.

die Zugehörigkeit zur Emscher-Stufe ist für mich das Vorkommen der Gattungen *Peroniceras* und *Mortoniceras*, die sowohl für die Emscher-Ablagerungen in Norddeutschland, als auch für die gleichaltrigen Schichten des übrigen Europas als Leitformen gelten und auch für die Emscher-Ablagerungen bezeichnend sind, welche in Nordafrika, Amerika, Asien und Indien durch die gleichen Gattungen nachgewiesen wurden.

Solger hatte bereits eine *Peroniceras*-Form von Diki beschrieben und mit dem *Peroniceras Dravidicum* Kosmat aus der südindischen oberen *Trichinopoly*-Gruppe vereinigt, welches dort zusammen mit dem *Placenticeras Tamulicum* »einem nahen Verwandten von *Placenticeras syrtale* aus dem deutschen Emscher« vorkommt[1]. Aus dem Profil III und dem Profil V liegen uns nunmehr auch 3 Stücke von *Peroniceras* vor, die sehr gut übereinstimmen mit den von Schlüter[2] als *Ammonites tridorsatus* beschriebenen und abgebildeten Formen des deutschen Emscher. Grossouvre[3] hat das *Peroniceras tridorsatum* wohl mit Recht mit *Peroniceras subtricarinatum* d'Orb. vereinigt, weil sich die s. Z. gemachte Trennung zwischen diesen beiden Formen mit einfachen Rippen und solchen, bei denen einzelne gegabelte Rippen vorhanden sind, wegen der vielfachen Übergänge zwischen beiden Typen nicht aufrecht erhalten ließ.

Von *Peroniceras Dravidicum* Stol.[4] aus der oberen Trichinopolygruppe von Kurribiem in Indien unterscheidet sich *P. subtricarinatum* var. *tridorsatum* Schl. (em. Grossouvre) durch stärkere Involution der Röhre, sowie durch abweichende Skulptur, insbesondere durch schwächere, aber zahlreichere Rippen.

---

[1]) Solger, l. c. S. 181—183.

[2]) Schlüter, Jüngste Ammoneen Norddeutschlands, Taf. V, Fig. 1, S. 26; Derselbe, Cephalopoden der oberen Kreide. Palaeontographica, Bd. 24, Taf. 41, Fig. 3—5, S. 158.

[3]) Grossouvre, Ammonites de la craie supérieure, Paris 1894, S. 94—97, Taf. 11, Fig. 1.

[4]) Stolitzka, Cephalopoda of the cretaceous rocks of southern India. Bd. I, Taf. 31, Fig. 3, S. 54. Kosmat, Untersuchungen über die südindische Kreideformation. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. IX, Taf. 23, Fig. 3, S. 190.

*Peroniceras subtricarinatum* wurde von Grossouvre[1]) aus dem Coniacien Frankreichs, von Redtenbacher[2]) aus den Gosaubildungen der Alpen angeführt. Sehr nahe steht ihm hinsichtlich der Skulptur das *Peroniceras Czörnigi* Redtenbacher[3]), doch ist letzteres viel stärker involut. Schlüters[4]) Angabe, daß sich *Peroniceras tridorsatum* auch im Turon Westfalens (Paderborn) gefunden habe, steht vereinzelt da.

Durchaus ähnliche Formen wurden aus Böhmen[5]) und aus den Kieslingswalder[6]) Tonen von Schlesien beschrieben und auch von Prof. Dr. Johannes Böhm[7]) mehrfach aus den Emscher Schichten der subhercynischen Kreidemulde bestimmt.

Nahe steht ihm auch nach Grossouvre[8]) der *Ammonites tehamaensis* Gabb. aus Kalifornien. Von besonderem Interesse ist endlich noch, daß das nahe verwandte *Peroniceras Czörnigi* Redtenbacher auch von M. Peron[9]) aus den Tissotien führenden senonen Schichten Algeriens angeführt wird.

Von der zweiten für die Emscher Zone so typischen Ammoniten-Gattung, der Gattung *Mortoniceras*, liegt nur ein einziges, aber gut erhaltenes Exemplar aus dem Profil I vor. Es schließt sich hinsichtlich seiner Gestalt und der Involution der Röhre eng an die Formenreihe *Mortoniceras texanum* Römer, *M. Zeilleri* Grossouvre, *M. serrata-marginatum* Redtenbacher, *M. Emscheris* Schlüter an. Bezüglich der Skulptur der Schale steht diese Form zwischen *M. texanum*, welches 5 Knotenreihen trägt, und dem

---

[1]) l. c. S. 97.

[2]) Redtenbacher, Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien. Bd. V, Nr. 5, S. 125 Taf. 30, Fig. 3.

[3]) Ebenda, S. 105, Taf. 23, Fig. 4.

[4]) Schlüter, Jüngste Ammoneen Norddeutschlands, S. 26.

[5]) Fritsch und Schloenbach, Cephalopoden der böhmischen Kreideformation. Prag 1875, Taf. 10, Fig. 1—3.

[6]) W. Dames, Verh. d. naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westfalen. 1874, S. 97.

[7]) Nach freundlicher persönlicher Mitteilung.

[8]) l. c. S. 104.

[9]) Peron, Ammonites du crétacé supérieur de l'Algérie. Mém. soc. géol. France. Nr. 17, S. 53—54.

*M. serrato-marginatum* Redtenbacher, welches nur 3 Knotenreihen auf der Ventralseite aufzuweisen hat. Die Lobenlinie weicht insofern ab, als der erste Laterallobus unserer neuen Form viel flacher ist, als der der beiden vorher erwähnten Arten. Gleichwohl muß diese Form als nahe verwandt angesehen werden. Die Formenreihe des *Mortoniceras texanum* gehört nun in Norddeutschland nach Schlüter[1]) dem Emscher-Mergel an. Nach Grossouvre[2]) soll sich in Frankreich das eigentliche *M. texanum* Römer erst im unteren Teil des Santoniens finden, während eine Anzahl nahe verwandter Formen, insbesondere das *M. serrato-marginatum* Redtenbacher, ferner das *M. Zeilleri* Grossouvre u. a. dem oberen und unteren Coniacien, also den äquivalenten Bildungen der Emscher Stufe angehören. Im übrigen besitzt die Formenreihe des *M. texanum* eine weite horizontale Verbreitung, da hierher gehörige Formen auch sonst noch aus Böhmen, aus den Gosaubildungen[3]) der Alpen (*M. quinquenodosum* Redtenbacher = *M. texanum* F. Römer), ferner aus Texas, Ägypten, Indien[4]) und, was uns besonders interessiert, auch aus den oberen Kreidebildungen Algeriens beschrieben worden ist[5]).

Besonderes Interesse beanspruchen auch die verschiedenen Arten der Gattung *Tissotia*, welche aus den hangenden Schichten unterhalb Balangi gesammelt wurden, nach Solger aber auch bereits in den liegenden Schichten der Mungo-Kreide, der Elefantenbank und Wohltmannbank beobachtet worden sind. Ich folge Solger[6]) und Peron[7]) in der engen Fassung dieser Gattung. Sie verstehen hierunter nur gekielte Ammonitiden mit ceratitenähnlich gezackten Loben und ganzrandigen Sätteln einschließlich derjenigen Formen, die einen Sekundärlobus oder mehrere im Außensattel tragen. Die Anzahl der Sekundärsättel schwankt zwischen

[1]) Schlüter, Cephalopoden der unteren Kreide. Palaeontographica, Bd. 24, S. 156.

[2]) l. c. S. 86.

[3]) Redtenbacher, l. c., Taf. 24, Fig. 3, S. 108.

[4]) Kosmat, l. c. S. 145.

[5]) Peron, l. c. S. 49—50.

[6]) l. c. S. 158.

[7]) Peron, l. c. S. 57.

3 und 5. Tissotien kommen nach Solger[1]) vor »in Frankreich, in der Gosau, in Algier, Tunis, Ägypten, auf den Molukken und in Peru«. Überall finden sich die Tissotien an der Basis des Senons bezw. im Coniacien. In Algerien aber kommen sie nach Peron zusammen vor mit *Mortoniceras texanum* Römer, *Placenticeras syrtale* und *Peroniceras Czörnigi*, also mit der Cephalopoden-Fauna der Emscher Stufe[2]).

Von Balangi wurde bereits durch Solger[3]) eine zur Gattung *Pseudotissotia* gehörige Ammonitenform als *Ps. Phillippii* neu beschrieben und abgebildet. Auch uns liegt eine neue Ammonitenspezies vor, die der von Peron aufgestellten neuen Gattung *Pseudotissotia* zugerechnet werden muß, weil die Sättel der im übrigen ceratiten- bezw. tissotienähnlichen Lobenlinien nicht vollkommen ganzrandig, sondern durch einfache sekundäre Loben unregelmäßig gezackt erscheinen. Die Form wird später näher beschrieben werden, sie weicht in der Gestalt sehr von der Solgersschen Art und den von Peron beschriebenen Formen ab. Peron[4]) hatte geglaubt, daß die Formen der Gattung *Pseudotissotia* einem tieferen Horizont angehörten, er rechnete sie zum Turon, während die echten Tissotien zweifellos dem untersten Senon angehören sollen. Da in dem Profil V bei Balangi die Tissotien mit den Pseudotissotien zusammen vorkommen, so trifft diese Annahme wenigstens für Kamerun nicht zu. Hier ist auch die Gattung *Pseudotissotia* als untersenone bezw. Emscher-Gattung anzusprechen.

Von der Gattung *Barroisiceras* fanden sich in dem von Guillemain gesammelten Material nur 2 Bruchstücke, die aus den hangenden Schichten, den Profilen IV und V unterhalb Balangi stammen. Solger lagen 10 Arten bezw. Varietäten vor, die zum größten Teil aus den liegenderen Schichten von der Wohltmannbank und von Diki, aber auch aus den hangenden Schichten stammen. Solger[5]) hat bereits ausgeführt, daß die

---

1) l. c. S. 196—197. Hier ist auch die betr. Literatur zu finden.
2) Solger, l. c. S. 196. Peron, l. c. S. 27.
3) Solger, l. c. S. 162.
4) Peron, l. c. S. 27.
5) Solger, l. c. S. 197—198.

für die Kameruner Ablagerungen in Frage kommenden *Barroisiceras*-Arten in das Untersenon gerechnet werden müssen, da *Barroisiceras Haberfellneri* Hauer sowohl in Norddeutschland, als auch in Frankreich und der Gosaualp für die Stufe des Emscher und deren äquivalente Bildungen als Leitform zu gelten habe.

Die von Solger[1]) angeführte Gattung *Acanthoceras*, sowie die fraglich zu *Phylloceras?* und *Placenticeras?* gestellten Bruchstücke gestatten, wie Solger selbst angibt, keinerlei Schlußfolgerungen auf das Alter der Mungo-Schichten.

Sämtliche bislang aufgeführten Ammonitengattungen und -arten haben somit den Beweis geliefert, daß die Schichtenfolge am Mungo der Emscherstufe angehört.

Nun hat aber Solger einige wenige Formen aus den Mungo-Kalken beschrieben, die turones Alter besitzen sollen und die ihn zu dem folgenden, hier wiedergegebenen Endergebnis seiner stratigraphischen Untersuchungen veranlaßten:

»Unterturon ist in den Mungo-Kalken jedenfalls vertreten, ebenfalls Emscher. Wahrscheinlich kommen auch oberturone Schichten vor, vielleicht auch cenomane. Dagegen liegen keine Gründe vor, noch ältere Schichten anzunehmen, und bis zur Auffindung von Fossilien, die einwandfrei das Vorhandensein von unterer Kreide dartun, muß der Mungo-Kalk für Turon (bezw. Cenoman) bis Untersenon gelten[2]).«

Da ferner diese turonen Formen zusammen mit den typischen senonen aus den gleichen Aufschlüssen gesammelt worden waren, glaubte Solger zu der Annahme gezwungen zu sein, daß entweder zwei verschiedene paläontologische Horizonte, Turon und Senon, vorliegen müßten, die nur durch tektonische Vorgänge wiederholt in Erscheinung treten, oder daß eine Mischfauna von turonen und senonen Formen sowohl in den liegenden, als in den hangenden Schichten am Mungo vorkomme. Letztere Annahme schien ihm vom paläontologischen Standpunkt aus selbst sehr bedenklich[3]), erstere ist durch die Profilaufnahme,

[1]) Solger, l. c. S. 199.
[2]) Solger, l. c. S. 200.
[3]) Solger, l. c. S. 202.

wie bereis oben erwähnt, widerlegt. Es ist daher noch erforderlich, kurz auf die Formen einzugehen, die von Solger als beweisend für turones Alter der Schichten bezw. für eine Mischfauna von turonen und senonen Formen angesehen wurden.

In Frage kommen folgende Formen:

1. *Baculites* cf. *gracilis* Stanton,
2. *Puzosia Denisoni* Stol.,
3. die Gattung *Neoptychites* mit einer Anzahl neuer Arten.

Bei der ersten Form, dem *Baculites gracilis* handelt es sich nur um ein Bruchstück, welches noch dazu schalenlos war, also nur um einen Steinkern. Solger wagte daher selbst nicht, es mit der amerikanischen Form bestimmt zu identifizieren. Da es andererseits nach Cragin[1]) noch zweifelhaft ist, ob die amerikanische Form nicht auch zusammen mit der Emscher Form *Placenticeras syrtale* in den Eagle-Ford-Schichten vorkommt, also diese Form bis in das Senon hinaufreicht, so halte ich es für völlig unzulänglich, auf dieses Bruchstück hin Schlüsse auf turones Alter zu gründen.

Die zweite Form, *Puzosia Denisoni* war bereits v. Koenen[2]) bekannt, der sie als *Desmoceras Kamerunense* abgebildet und beschrieben hatte, auch bereits die Ähnlichkeit mit *Puzosia Denison* erkannt hatte, doch sich nicht entschließen konnte, seine Form mit derselben zu vereinigen. Solger[3]) lagen zwei neue Exemplare vor, die mit den von Stolitzka und Kossmat beschriebenen indischen Formen so ähnlich sind, daß er glaubte, die Kameruner Form mit diesen vereinigen zu müssen. *Puzosia Denisoni* findet sich aber in Indien in der »oberen Abteilung?« der Utaturgruppe von Odium, also in Schichten turonen Alters.

Hierzu ist jedoch folgendes zu bemerken. Die Gattung *Puzosia* findet sich nach Pervinquière[4]) bereits in der Barrêmienstufe der unteren Kreide und geht in Tunis bis in die Stufe des Maëstrichtien hinauf. Unter anderen kommen ganz ähnliche

---

[1]) Cragin, Contribution to the invertebrate Palaeontologie of the Texas cretaceons, S. 238.

[2]) v. Koenen, Nachtrag, Tafel VII, Fig. 1—3, S. 55.

[3]) Solger, l. c. S. 103—105.

[4]) Pervinquière, l. c. S. 140.

Formen auch in den Gosaubildungen der Alpen, im Emscher Norddeutschlands, im Untersenon von Böhmen, im Senon Frankreichs[1]) und Madagaskars vor. Auch in Indien gehen Arten aus der Formenreihe der *Puzosia planulata* Sow. nach Kossmat[2]) bis in die *Trichinopoly-*, ja selbst bis in die *Aryalar*-Gruppe, also bis in das Senon hinauf. Die ganze Gruppe der Puzosien ist nun aber wegen der einfachen Skulpturen so wenig differenziert, daß zwischen den einzelnen unterschiedenen Arten alle möglichen Variationen vorzukommen scheinen, so daß hinsichtlich der Speziesabgrenzung die Ansichten der einzelnen Autoren sehr weit voneinander abweichen und einer scharfen Artunterscheidung daher von vornherein mancherlei Schwierigkeiten entgegentreten. Es erscheint mir überhaupt mißlich, derartig wenig charakteristische Formen, die an so weit von einander gelegenen Orten in Indien und in Kamerun gelebt haben, allein zur Altersbestimmung von Schichten zu benutzen. Selbst für den Fall, daß es sich in der Kameruner Art um die gleiche Form handelt, würde ich lieber glauben, daß sie durch mehrere Horizonte hindurch bis in das Senon hinaufgeht.

Als ein besonders schwerwiegender Beweis für turones Alter der Mungo-Schichten wurde von Solger das Auftreten der Gattung *Neoptychites* angesehen. Die Gattung *Neoptychites* wurde von Kossmat[3]) für die beiden Arten *N. Telinga* Stol. und *N. Xetra* Stol. aus der unteren und mittleren Utaturgruppe (also dem Cenoman und Turon), von Odium in Südindien aufgestellt.

*Neoptychites Telinga* Stol. beschrieb auch Peron[4]) aus dem Unterturon von Saumur in Algerien und Grossouvre[5]) nennt *N. cephalotus Courtiller* aus dem Turon als identisch mit ihm. Solger[6]) machte nun aus den Mungo-Schichten folgende neue Arten bekannt:

---

[1]) Grossouvre, Bull. soc. géol. de France, III. Série 28, S. 378.

[2]) Kossmat, a. a. O. S. 114—119.

[3]) Kossmat, l. c. S. 163—168.

[4]) Peron, l. c. S. 38—40.

[5]) Grossouvre, Bull. de la soc. géol. de France 3 sér. Bd. 24, S. 86, (nach Solger, l. c. S. 194).

[6]) Solger, l. c. S. 105—122.

*N. telingaeformis*
» » » var. *elegans*
» » » » *palmata*
» » » » *discrepans*
» *crassus*
» » var. *asymmetrica*
» *perovalis* von Koenen.

*Neoptychites telingaeformis* Solger steht nun zwar dem *N. Telinga* Stol. aus Indien und Algerien sehr nahe, weicht indessen doch in manchen Punkten, sowohl in der Skulptur, als auch der Gestalt der Lobenlinie und dem Querschnitt von den indischen und algerischen Formen nicht unerheblich ab, aus welchem Grunde sich Solger auch nicht entschließen konnte, ihn damit zu vereinigen und daher den Namen *N. telingaeformis* wählte.

Die Gattung *Neoptychites* besitzt demnach, ähnlich wie die Gattung *Puzosia*, eine größere vertikale Verbreitung, sie geht aus dem Cenoman in das Turon hinauf. Da nun alle übrigen Cephalopodenformen, wie oben ausgeführt, durchaus den Charakter der Emscherfauna tragen, und andererseits die Neoptychiten sowohl in den liegenden, als den hangenden Schichten am Mungo nachgewiesen sind und diese hier in den gleichen Schichten mit den typischen Formen des Emscher vorkommen, so dürfte es näher liegen, daraus den Schluß zu ziehen, daß mehrere Arten der Gattung *Neoptychites* auch bis in die Stufe des Emscher hinaufgehen, als die umgekehrte Schlußfolgerung zu machen, aus diesen Formen auf turones Alter der Ablagerungen zu schließen. Demnach ist für die Gattung *Neoptychites* zurzeit eine vertikale Verbreitung vom Cenoman bis zum Emscher bekannt geworden.

Hinsichtlich der übrigen Fauna, der Crustaceen, Gastroproden, Zweischaler und Echiniden ist zu bemerken, daß sich viele Formen eng an die von Peron aus Algerien beschriebenen Faunen anschließen, aber auch eine große Anzahl kosmopolitischer Arten vorliegen, die auch sonst überall im Untersenon bezw. der Emscher Stufevorkommen. Näheres wird darüber in der späteren paläontologischen Beschreibung mitgeteilt werden.

## Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse.

1. Die Neubearbeitung der Fauna der Mungo-Schichten auf Grund des von Guillemain nach Horizonten gesammelten paläontologischen Materiales hat die Untersuchungen von Solger insofern bestätigt, als auch nach diesen Aufsammlungen an den Mungo-Ufern zwischen Mundame und Ndo nur Schichten der oberen Kreide vorhanden sind und kein Anlaß vorliegt, anzunehmen, daß auch noch Schichten der unteren Kreide ausgebildet sind.

2. Die Mungo-Schichten bestehen aus einer ununterbrochenen Schichtenfolge von Sandsteinen, die mit Kalkhorizonten wechsellagern, denen vielfach Ton- und Mergelschiefer zwischengelagert sind. Für die Annahme von Störungen in diesem Profil hat weder die Profilaufnahme, noch der paläontologische Befund Anhaltspunkte gegeben.

3. Die in den Mungo-Schichten enthaltene Cephalopodenfauna insbesondere die Gattungen: *Peroniceras*, *Mortoniceras*, *Tissotia*, *Pseudotissotia*, *Hoplitoides* und eine Anzahl von Arten der Gattung *Barroisiceras* beweisen, daß die Mungo-Schichten der Emscher-Stufe zuzurechnen sind. Hierbei mag es dahingestellt bleiben, ob wir die Emscher Stufe, wie es manche Autoren vorziehen, an die Basis des Senon stellen, oder ihr eine selbständige, dem Cenoman, Turon und Senon gleichwertige Bedeutung zuschreiben.

4. Die Ammonitenfauna der Mungo-Schichten schließt sich, worauf schon Solger hinwies, eng an diejenige der oberen Kreideschichten Algeriens an. Nachdem neuerdings Pervinquière auch die Gattung *Hoplitoides* und mehrere übereinstimmende Arten derselben aus dem Coniacien von Tunis beschrieben hat, werden diese Beziehungen der Kreide vom Mungo zu der Nordafrikas noch um vieles enger, zumal da diese Gattung aus anderen Gegenden bislang nicht beschrieben worden ist.

5. Die bei weitem überwiegende Mehrzahl der Ammoniten trägt untersenonen (bezw. Emscher) Charakter. Die Gattung *Neoptychites*, welche bislang nur aus cenomanen und turonen Ablagerungen bekannt war, kommt sowohl in den liegenden, als

auch in den hangenden Mungo-Schichten vor. Daraus ist zu schließen, daß es sich um eine Gattung von längerer Lebensdauer handelt, die in Kamerun in die Emscher Stufe hinaufgeht.

6. Die von Solger aus Kamerun beschriebene *Puzosia Denisoni* kann ebenfalls nicht als beweiskräftig für turones Alter der Mungo-Schichten gelten, da die Form einer zu indifferenten und außerdem sehr langlebigen Gattung angehört.

7. Die Emscher Zeit war für Kamerun eine Zeit der vorrückenden Meerestransgression. Damit stehen in Übereinstimmung die auch an andern Orten der Erde vielfach gemachten Beobachtungen, daß nach einer allgemeinen Regression des Meeres während der Turonzeit mit den Ablagerungen der Emscher-Zeit neue positive Strandverschiebungen und Überflutungen vieler Festländer stattgefunden haben.

---

XIII. Teil.

# Ergebnis der Untersuchungen verschiedener Bodenarten Kameruns.

Von Dr. **Guillemain.**

---

## Literatur.


1. F. Wohltmann, Der Plantagenbau in Kamerun und seine Zukunft. Berlin 1896.
2. F. Wohltmann u. H. Kratz, Über Böden aus Kamerun, Senegambien und Deutsch-Ostafrika und eine verbesserte Methode der Bodenanalyse. Journal für Landwirtschaft. Jahrg. 1896, S. 211—234.
3. F. Wohltmann, Ein Beitrag über Laterit- und Boterde. Journal für Landwirtsch. Jahrg. 1891, S. 148—159.
4. F. Wohltmann, Über den Kulturwert der tropischen Lateritböden. Desgl., Jahrg. 1894, S. 385—389.
5. F. Wohltmann, Handbuch der tropischen Agrikultur, Bd. I. Leipzig 1892, S. 121—256.
6. E. Ramann, Bodenkunde. 2. Aufl. Berlin 1905.
7. W. Koert, Geol. agron. Untersuchung der Umgegend von Amani in Ostusambara aus Ber. über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika, II. Bd. 3. Heft.
8. F. Wohltmann, Die Deutsche Landwirtschaft und unsere Kolonien. Mitt. a. d. Versuchsfelde d. landw. Akademie Bonn-Poppelsdorf. Sonderabdr. a. d. Illustr. Landw. Ztg. 17. Jahrg. (1897), Nr. 12.
9. R. Gans, Die Bedeutung der Nährstoffanalyse in agronomischer und geognostischer Hinsicht. Jahrb. der Kgl. Preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1902. XIII, 1.


Soweit mir bekannt geworden ist, sind von der großen Zahl der verschiedenen Bodenarten, die naturgemäß in den weitausgedehnten und klimatologisch-physiographisch und geologisch so verschieden gearteten Landstrecken des Schutzgebietes vorhanden

sind, bisher nur verschwindend wenige einer genaueren Untersuchung hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung, insbesondere bezüglich ihres Nährstoffgehaltes und damit ihrer Verwendbarkeit zu nutzbringenden Kulturen unterzogen worden[1]). Daher sammelte ich auf meinen Reisen eine Reihe von Bodenproben, die schon nach dem geologischen Untergrund, der Art ihrer Entstehung und Zusammensetzung, die Annahme zuließen, daß sie als verschieden und gewissermaßen als einige Normaltypen der dort vorkommenden Böden würden zu gelten haben. Die Proben wurden in der allgemein üblichen Weise mit aller Genauigkeit, allerdings nur aus den oberen Bodenschichten von 1—50 cm, in jedem Falle mindestens von 10 verschiedenen, gleichmäßig über eine größere, topographisch und geologisch möglichst gleich gestaltete Fläche verteilten Stellen entnommen. Leider mußten im Laufe der Bearbeitung noch einige der Untersuchungen ausgeschieden werden, da die rechtzeitige Herstellung der chemischen Analysen bis zur Beendigung der Bearbeitung auf Schwierigkeiten stieß. Es verblieben dann im ganzen nur 6 Proben, deren Untersuchung aber immerhin, wie zu hoffen ist, einiges Interesse bieten dürfte, da es sich eben um Typen weit verbreiteter Bodenarten des Schutzgebietes dabei handelt.

Die Untersuchungen wurden im Laboratorium der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin unter Leitung des Herrn Prof. Dr. Gans ausgeführt[2]), der mir das Ergebnis dieser Untersuchungen wie folgt (S. 435) freundlichst mitteilte.

Nach Wohltmann's Untersuchungen der Kamerunböden (2, S. 221) kann der Gehalt eines Bodens an Nährstoffen bezeichnet werden als:

| | reich | gut | nicht genügend |
|---|---|---|---|
| bei Stickstoff . . . . . . . . | 0,2 | 0,1 | 0,05 v. H. |
| » Kalk und Magnesia . . . . . | 1,0 | 0,4 | 0,20 » |
| » Phosphorsäure . . . . . . . | 0,2 | 0,1 | 0,06 » |
| » Kali (in kalter Salzsäure löslich) | 0,2 | 0,1 | 0,05 » |

[1]) Die Untersuchungen Wohltmanns beschränken sich auf die Basaltböden des Kamerunbergmassivs.

[2]) Auch sonst bin ich Herrn Prof. Dr. Gans für seine freundlichen Ratschläge bei Bearbeitung dieses Teiles zu Dank verpflichtet.

»Begutachtung der Böden nach den Analysenresultaten.

| | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 100 g Feinboden (unter 2 mm) nehmen an Stickstoff auf | 52,8 | 51,6 | 76,5 | 22,7 | 33,2 | 22,8 |
| Der Auszug mit kalter Salzsäure bei 48-stündiger Einwirkung enthielt: | | | | | | |
| $Al_2O_3$ . . . . . . . . | 3,87 | 5,99 | 3,37 | 1,32 | 1,63 | 1,48 |
| $Fe_2O_3$ . . . . . . . . | 6,08 | 18,98 | 11,32 | 3,02 | 1,92 | 3,33 |
| $CaO$ . . . . . . . . . | 0,17 | 0,27 | 0,08 | 0,06 | 0,11 | 0,13 |
| $MgO$ . . . . . . . . | 0,08 | 0,21 | 0,63 | 0,05 | 0,19 | Spur |
| $K_2O$ . . . . . . . . . | 0,06 | 0,08 | 0,31 | 0,09 | 0,12 | 0,10 |
| $Na_2O$ . . . . . . . . | 0,11 | 0,10 | 0,06 | 0,01 | 0,09 | 0,07 |
| $SiO_2$ . . . . . . . . . | — | — | — | — | — | — |
| $H_2SO_4$ . . . . . . . . | Spur | Spur | Spur | Spur | Spur | Spur |
| $P_2O_5$ . . . . . . . . . | 0,09 | 0,11 | 0,08 | 0,03 | 0,06 | 0,05 |
| Der Boden enthielt ferner: | | | | | | |
| $CO_2$ (nach Finkener.) . . . | Spur | Spur | Spur | Spur | Spur | Spur |
| Humus (nach Knop) . . . | 4,70 | 4,73 | 1,92 | 3,18 | 1,75 | 4,99 |
| N. (nach Kjeldahl) . . . . | 0,20 | 0,21 | 0,09 | 0,15 | 0,10 | 0,23 |
| Hygroskop-Wasser bei 105° C. | 2,89 | 3,92 | 4,46 | 1,39 | 1,15 | 1,32 |
| Glühverlust ausschl. $CO_2$, hygrosk. $H_2O$ und Humus | 9,82 | 12,40 | 8,96 | 4,39 | 3,51 | 3,52 |
| In HCl Unlösliches (Ton und Sand und Nichtbestimmtes) | 71,93 | 53,00 | 68,72 | 86,31 | 90,37 | 84,78 |
| Summa | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

I. Alluvialer Boden der breiten Ebene des Flüßchens Ketschum am Wege Bamum-Bangola. (Landkonzession der G. N. K.).
II. Roter Basaltverwitterungsboden der reichen Farmen am Wege Bamenda-Bamum (Fomas Dorf Bagankop).
III. Schieferverwitterungsboden am Crossufer bei Mamfe (Ossidinge-Bezirk).
IV. Gneisverwitterungsboden der Umgegend von Esudan (Ossidinge-Bezirk).
V. Alluvialer Sandboden der Ebene bei Ntem (Banjo-Bezirk).
VI. Sandsteinverwitterungsboden der Umgegend von Mamfe (Ossidinge-Bezirk).

Analytiker: I, II, V, VI Muenck;
III, IV R. Wache.

Nach dieser Tabelle leidet:

Probe I. (am Flusse Ketschum) an Kalk- und Magnesia-Armut (auch Kali fehlt).

» II. (Weg Bamenda-Bamum) an Kalk- und Magnesia-Armut

» III. (Crossufa bei Mamfe) an Kalk- und Phosphorsäure-Armut.

» IV. (Umgegend von Esudau) an Kalk-, Magnesia- und Phosphorsäure-Armut.

» V. (Umgegend von Mamfe) an Kalk-, Magnesia- und Phosphorsäure-Armut.

» VI. (Ebene bei Ntem) an Kalk-, Magnesia- und Phosphorsäure-Armut.

In der Hauptsache fehlt es den Böden an Kalk und Magnesia. Eine Kalkdüngung wird voraussichtlich die (nach der mineralogischen Untersuchung des Herrn Dr. Guillemain) vorhandenen, bis jetzt schwerer löslichen Kalireserven in leichter lösliche Form überführen, um so mehr als bei dem Reichtum an Humus und Stickstoff auf eine energische Verwitterung der Böden zu schließen ist.

Die Absorption gegen Stickstoff beweist, daß die Böden teils in genügender, teils in reicher Weise über Stoffe verfügen, die ein Auswaschen der löslich gemachten Nährstoffe zu verhindern imstande sind«.

Diesen Ausführungen möchte ich noch folgende Einzelheiten hinzufügen:

Der Boden I findet sich außer an dem angegebenen Ort der Herkunft dieser Probe in größerer Ausdehnung, besonders in den flachen Flußtälern der Hochlandgebiete, aber auch in den von mir im Kapitel VII (Tektonik des Schutzgebietes) als altkrystalline Gebiete bezeichneten Teilen des Schutzgebietes. Er erfüllt zumeist die flachen Flußtäler dort, wo zur Regenzeit die Wassermassen im Überschwemmungsgebiet sich ausbreiten. Er findet sich in größerer Erstreckung, z. B. in den sumpfigen flachen Tälern des Mbam und Nun, Mao-Meng, Mao-Bana usw. Der Boden ist demzufolge ein typischer, alluvialer Schwemmboden, ist meist schwarz (vom Humusgehalt) und, infolge sehr fein verteilten, ziemlich reich-

lichen Tongehaltes, wenig wasserdurchlässig. Nach seiner Lage würde er wohl in erster Linie für, auf feuchtem Boden gedeihende Kulturen, besonders für Reisbau in Frage kommen können, wozu er sich sicher vorzüglich eignet, da die Nährstoffe der oberen Schichten sich jedenfalls alljährlich durch Neuanschwemmungen ersetzen[1]. Mit gutem Erfolge ist er zweifellos in der Trockenzeit auch für Mais- und Tabakkultur brauchbar, wie vereinzelte Eingeborenenanpflanzungen beweisen.

Von dauernden Kulturen würde wahrscheinlich Bambus- und Zuckerrohr darauf gute Erträge liefern.

Die Probe selbst stammte von unkultivierten, teils mit Busch, teils mit Gras bestandenen Flächen.

Nr. II ist die Probe eines Bodens, der besonders im ganzen Hochlandsgebiete oder besser in den Graslandsgebieten eine außerordentliche Verbreitung aufweist, als Verwitterungsprodukt basaltischen Gesteinsgrundes. Er ist meist rot gefärbt und in der Trockenzeit in den oberen Schichten staubförmig, und dort auch vielfach vom Winde umgelagert, so daß er geradezu als Basaltlateritlöß bezeichnet werden könnte. Dies bedingt wohl auch seine außerordentliche Fruchtbarkeit, besonders auch da noch, wo er ohne Kulturwechsel wieder und immer wieder von den Eingeborenen zur Anlage ihrer Planten- (Musa), Bataten-, Kartoffeln- und dergl. Farmen mit Vorliebe benutzt wird. Seine Verbreitung ist eine sehr große, besonders konnte ich ihn in großer Ausdehnung z. B. in den Landschaften Bali, Bamenda, Bansso, Bamum, Kambo feststellen.[2] Es ist anzunehmen, daß gerade dieser Boden sich in hervorragender Weise, namentlich bei geeigneter Einführung einer rationellen und meist so einfach herzustellenden Bewässerung während der Trockenzeit zur Kultur von Tabak und Baumwolle eignen wird, besonders da, wo er, wie vielfach, an nicht ganz

---

[1]) Damit hängt wohl auch der im Verhältnis zu den Proben III und IV noch hohe Kalkgehalt, der hohe Humus-, Stickstoff- und Phosphorsäuregehalt (den Wohltmann als »reich« bezw. »gut« bezeichnet) zusammen.

[2]) Ähnlich dürfte auch der fruchtbare Boden des Basaltdeckengebietes im Ossidinge-Bezirk sich teilweise verhalten, wenn er auch stellenweis mehr dem Basaltverwitterungsboden im Küstengebiet (Kamerungebirge) gleichen dürfte.

flachen Berghängen, noch reichlich von Gesteins(Basalt)trümmern durchsetzt ist, die neben den durch Windanwehung herbeigeführten kleinsten, unvollkommen zersetzten Gesteinspartikeln, dem Boden ständig neue Pflanzennährstoffe zuführen. Jedenfalls möchte ich ihn für einen der besten und fruchtbarsten Böden halten (besonders natürlich auch für Mais[1]) [Negerkorn], Hirse [Durakorn] und vielleicht auch Getreide[Weizen]anbau geeignet). Sein Gehalt an $P_2O_5$ ist nach Wohltmann »gut« und wenn auch seine Analyse an sich Mangel an Kalk und Magnesia zeigt, wie die sämtlichen untersuchten Böden Kameruns, so sind doch die Gehalte relativ hohe. Allerdings erscheint auch der Kali-Gehalt verhältnismäßig niedrig. Hierbei ist aber zu berücksichtigen, daß die Probe von seit langer Zeit in Kultur befindlichen, zumeist mit Planten bestandenen Farmen stammt, also von Stellen, wo die Nährstoffe des Bodens sicher ganz besonders stark in Anspruch genommen waren. Anders würden sich aber voraussichtlich diese Verhältnisse auf Geländestrecken stellen, die zum ersten Male nach dem Brennen des Grases für Farmzwecke Verwendung finden würden, mindestens hinsichtlich des Kaligehaltes. Der Stickstoffgehalt ist mit 0,21 nach W. sogar als »reich« anzusehen und die $P_2O_5$ mit 0,11 als »gut«, ebenso ist die Aufnahmefähigkeit für N eine hohe. Der für tropische Klimaverhältnisse wohl als relativ hoch zu bezeichnende Humusgehalt (mindestens hinsichtlich der anderen untersuchten verschiedenen Bodenarten) von 4,73 v. H. (der höchste hier überhaupt festgestellte) ist makroskopisch überhaupt kaum erkennbar (im Gegensatz zu I, wo ihn schon die Farbe deutlich verrät) und ist offenbar in vorteilhafter Weise äußerst fein verteilt.

Von diesem Boden zu unterscheiden sind die Basaltverwitterungsböden des Küstengebietes, besonders am Kamerun-Gebirge, und am Mungo, die ja als einzige bisher in großem Maßstabe bebaute, (Kakao- und Gummipflanzen-(Kikxia)-Farmen) am meisten bekannt geworden sind (vergl. die Arbeiten Wohltmanns, 1 bis 5)

[1]) Auf ihm gedeihen heute die reichen Maisfarmen des Häuptlings von Bamum, z. B. in den Landschaften Fosset und Basset, die ich schon anderwärts als die »Kornkammern« dieses Landes und Volkes der Bamums bezeichnete.

und auf deren Zusammensetzung und Kulturfähigkeit deshalb hier weiter nicht eingegangen zu werden braucht.

Die Probe III stellt einen auf den ausstreichenden Schichten der Mamfe-Schiefer (Kalktonschiefer) entstandenen Boden dar. Er ist dementsprechend, soweit bisher bekannt, nur auf verhältnismäßig ganz geringe Gebietsstrecken im Ossidinge-Bezirk und zwar besonders bei Mamfe, ferner unweit Aiwawa in der Nähe der Soolquellen, bei Ayang-Kescham und am Oyiflusse am rechten Cross-Ufer, beschränkt. Ihm ganz ähnlich scheinen die Tonschieferverwitterungsböden am Mungo-Ufer zwischen Mundame und Ndo zu sein.

Er bildet einen ganz hervorragenden Bodentypus, namentlich da, wo er, wie an der Mündung des Bali in den Cross, durch größeren Humusgehalt gelockert erscheint, während er an sich außerordentlich schwer ist. Auch er ist arm an Kalk, immerhin enthält er mit 0,71 % Kalk + MgO die höchste Menge dieser Stoffe unter allen untersuchten Bodentypen. Der Gehalt an Kali ist mit 0,31 ebenfalls der höchste unter den untersuchten Böden und überschreitet wesentlich die obere Grenze der von Wohltmann für reiche Böden angegebenen Menge. Sowohl dieser Boden als auch der Typus VI, der Sandsteinverwitterungsboden des Sedimentärgebietes, haben ganz besonders reiche Kalireserven, denn der Boden ist wie die ihm zugrunde liegenden Gesteine, Tonschiefer und Sandstein, von Muscovit außerordentlich reichlich durchsetzt, welcher der Zersetzung, wie es scheint relativ lange zu widerstehen scheint. Der reichliche Gehalt des Bodens III an absorbierenden Substanzen scheint hier die Kaliführung besonders zu begünstigen. Die Aufnahmefähigkeit für Stickstoff ist mit 76,5 die höchste der untersuchten Bodenproben, der Stickstoffgehalt mit 0,09 noch als gut zu bezeichnen. Im allgemeinen wird also dieser Boden als hervorragend gut zu gelten haben und sollte, da er besonders reich an Nährstoffreserven ist, für den Anbau von Dauerkulturen, wie besonders Kakao und Kixia-, Kaffee- und Tee-Pflanzungen ganz besonders bevorzugt werden.

Es ist zu bedauern, daß infolge des geringen Areals, auf dem die Schieferschichten im allgemeinen wegen ihres steileren Einfallens, und der geringen Mächtigkeiten wegen, innerhalb mächtigerer Sandsteinhorizonte ausstreichen, diese Bodenart voraussichtlich nur sehr beschränkte Verbreitung haben wird. Jedenfalls aber wird sie auch ihre guten Eigenschaften auf den Typus V vielfach übertragen, mit dem sie gemischt, schon wesentlich weitere Verbreitung aufweist. Die Probe entstammte einem nicht in Kultur befindlichen, aber vom Urwald befreiten und mit niederem Busch bestandenen Gelände.

Es sei hier die weitere Charakterisierung des Typus V angeschlossen, der besonders für das Sandsteingebiet des Ossidinge-Bezirks und nur mit wenigen unbedeutenderen Unterschieden (geringere Kalireserven) für das Kreidesandsteingebiet am Mungo und Dibombe gilt. Der Mangel an Kalk, Magnesia und Phosphorsäure, der schnelle Zerfall, der durch Umlagerung bereits stark zersetzten Granitbestandteile (der meiste Sandstein im Ossidinge-Bezirk ist Granitsandstein) werden für kurze Kulturen (Mais, Kartoffeln, Bataten usw.) hier eine ganz besonders schnelle Erschöpfung der Nährstoffe zur Folge haben, wenn nicht durch das Heranziehen tieferer Bodenschichten für die Farmkultur eine teilweise Erneuerung ständig stattfindet. An anderer Stelle habe ich schon darauf hingewiesen, daß unter diesem Gesichtspunkte gerade für jenen Bezirk die Einführung europäischer Bearbeitungsmethoden (Pflug, Grabscheit) und des Kulturwechsels erhöhtes Interesse gewinnt.

Je quarzreicher der Sandstein wird, desto weniger fruchtbar erscheint er naturgemäß und besonders die Einlagerungen gröberer Quarzkonglomerate sind für Kulturen wenig empfehlenswert. Im allgemeinen werden sich die Kreidesandsteinböden wesentlich besser für forstwirtschaftliche als für landwirtschaftliche Zwecke verwenden lassen. Hier bliebe freilich noch die geeignetste Art der Aufforstung bezw. die dafür günstigst zu wählenden Baumarten festzustellen. Jedenfalls enthält das Gebiet gerade ausnehmend viele besonders große und kräftige Urwaldbäume.

Die Probe entstammte dem Urwaldgebiet.

Die Probe IV wurde dem Gneisverwitterungsboden in der Nähe des Dorfes Esudan entnommen, und kann vielleicht als charakteristisch angesehen werden für viele der weit ausgedehnten Gneisverwitterungsgebiete des Schutzgebietes. Es muß indessen hinzugefügt werden, daß in diesen Gebieten, die ja teils der Küstenzone, teils dem Hochgebirge, teils flachen und sanften Niederungen angehören, noch eine ganze Reihe verschiedener Bodentypen zu unterscheiden sein wird, von denen obiger nur einen einzelnen darstellt. Bei der ungeheueren Verbreitung dieser Bodenarten (wohl mehr als $^3/_5$ des ganzen Schutzgebietes, vornehmlich den ganzen Süden bedeckend) wird man ihren Untersuchungen in der Zukunft ganz besonderes Interesse widmen müssen. Besonders ist zu betonen, daß hier nach der topographischen Lage ganz verschiedene Stadien der Verwitterung (Lateritisierung) werden unterschieden werden müssen, worauf für die teilweise ähnlichen Verhältnisse in Ostusambara in trefflicher Weise besonders Koert (7) hinwies.

Wenn auch vielleicht in Kamerun die Einteilung in jüngeren und älteren Rotlehm sich nicht in gleicher Weise wird durchführen lassen, so wird man doch auch hier je nach dem Stadium der Verwitterung und der Art der Entstehung Einzelunterschiede in der Bewertung der Böden zweckmäßig vornehmen. Im allgemeinen wird man im Gneis-Granitgebiet, überhaupt im altkrystallinen Gebiet, zu unterscheiden haben, wenn man von den Waldböden des Küstengürtels (besonders im Süden) und der Flußtäler absieht, soweit sie nicht überhaupt als alluviales Schwemmland zu bezeichnen sind, zwischen a) diesen tiefgründigen eluvialen Lateritlehmböden (mit eingestreuten Eisen-Manganerzkonkretionen) oder zusammenhängenden Oberflächenlateriten, die ich als alteluvial bezeichnen möchte, und b) den wenig tiefgründigen, lediglich an den Berghängen pluviatil zusammengeschwemmten, oder jungeluvialen Gehängeböden.

Die letzteren werden trotz ihrer geringen Tiefgründigkeit zwar die an Nährstoffen reicheren, aber für Bewirtschaftung im Großen weniger brauchbaren, steinigen Gerölle- oder Grusböden abgeben.

Die entnommene Probe entstammt den in Kultur befindlichen und z. T. früher in Kultur gewesenen (die Eingeborenen jener Gegend nehmen öfters Ortswechsel ihrer Farmen vor) Boden in der Nähe des Dorfes Esudan.

Der Mangel an Kalk, Magnesia und Phosphorsäure, an zeolithebildenden Stoffen, die, im Verhältnis zu den anderen untersuchten Bodenarten, geringere Aufnahmefähigkeit des Feinbodens für Stickstoff, sollten eigentlich erwarten lassen, daß er wenig fruchtbar sei. Dies ist indes keineswegs durchweg der Fall. Es scheint vielmehr nur, wie an dem Orte der Probenahme, in der unmittelbaren Umgebung der Dörfer, infolge dauernden und intensiven Anbaues, eine arge Erschöpfung des Bodes an Nährstoffen stattgefunden zu haben. Wie anzunehmen, wird also die hier gefundene Zusammensetzung des Bodens keine typische sein. Immerhin lieferte auch dieser Boden noch leidliche Farmerträge. Ich möchte ihn als eine Zwischenstufe des von Koert in Ostusambara als »jüngeren Rotlehm« bezeichneten Bodens zum »älteren Rotlehm« ansehen, denn an einzelnen Stellen geht er zum Teil, besonders an Berghängen, in zusammenhängende Zellenlaterite (Oberflächenlaterite) über, oder ist doch von einzelnen konkretionären Eisen-Mangan-Oxyd-Knöllchen reichlich durchsetzt. Da er meist außerordentlich tiefgründig ist (wie der Bau der für die Yamskultur angelegten Gruben und einzelne Handbohrungen erwiesen), so wird auch bei ihm jedenfalls ein wesentlich besseres Anbauergebnis infolge tieferer Ackerbearbeitung zu erwarten sein.

Bei der enormen Verbreitung dieser Bodenart wird man gerade ihr große Aufmerksamkeit widmen müssen, und nach den geeignetsten Anbaumethoden, wie vorzunehmendem Fruchtwechsel, Art der Beackerung, der möglichst vorteilhaftesten Form der Düngung usw. forschen müssen.

Die Probe VI endlich stellt einen Bodentypus dar, der besonders in den Ebenen der Flußtäler im altkrystallinen Gebiete verbreitet ist, da wo die Flüsse das Hochgebirge verlassen und auf breiten, ebenen Flächen Gelegenheit haben, ihre mitgeführten

gröberen Sinkstoffe in weiter Ausdehnung abzusetzen. Er ist also als Fluß-Grand-Boden zu bezeichnen. Er fand sich z. B. in größerer Verbreitung in den Tälern der Donga und Katsena-Nebenflüsse, da wo diese die hohen Gebirgszüge verlassen, u. a. im weiten Tale von Ba-Mungong, in den Tälern bei Dumbo, Kentu, und an den Ostgrenzen des Hochlandes, u. a. bei Ntem (im Tal des Maitelori). Ganz besondere Verbreitung werden diese Bodenarten vielleicht noch in den nicht bereisten, flachen Tälern der großen Flüsse des Hinterlandes gewinnen, z. B. im Benuë-, Shari-, Sanga- und Ngoko-Becken. Der Boden zeichnet sich in den tieferen Lagen (nahe am Flußlauf), d. h. da, wo genügend Feuchtigkeit vorhanden, durch ganz hervorragende Erträge aus, während er in den höheren Lagen (an den Talrändern), infolge zu schneller Austrocknung nach Beendigung der Regenzeit, leicht steril wird. Ohne Frage könnten jedoch auch diese Strecken durch künstliche Bewässerung (Staue) leicht außerordentlich ertragreich gemacht werden und mehrere aufeinanderfolgende Kulturen im Jahre tragen, während der nahe am Flußlaufe gelegene Teil im allgemeinen nur eine Frucht zuläßt. Auf diesem Boden sah ich vielleicht die üppigsten Maisfarmen des ganzen Schutzgebietes. Der Wert dieses Bodens beruht zweifellos in den hohen Reserven an Nährstoffen, die er aufweist, die also bei geeigneter Bewässerung am längsten andauernde Erträge versprechen.

Die Probe wurde von etwas höher gelegenen, nicht in Kultur befindlichen Strecken entnommen.

Die untersuchten Bodenarten können vielleicht einige Haupttypen Kameruner Bodenarten darstellen. Es muß aber besonders darauf hingewiesen werden, daß sie nur Typen der auf einer einzigen Reise beobachteten Bodenarten sind, die nur etwa $^1/_4$ des ganzen Schutzgebietes flüchtig berührte. Nicht berücksichtigt sind dabei z. B. die Böden des Küstengebietes, unter denen ich im Wesentlichen unterscheiden möchte: Den Jungalluvialen Küstenschwemmboden, den Basaltverwitterungsboden des Kamerun-Massivs und der sich daranschließenden kleineren Basaltmassive wie Diungo-, Elefanten- und Soden-Kratermassive usw., (vielleicht

auch des Manenguba-Gebirges), den, in schmalen Streifen die Flüsse unterhalb der Schnellen begleitenden Alluvialboden (ähnlich dem Typus VI), den Basaltaschenlehmboden im Küstengürtel. (Unter diesen finden sich dann wieder je nach dem Fortgeschrittensein der Lateritisierung verschiedene Typen.)

Nicht hinreichend untersucht sind ferner, wie ich schon andeutete, die verschiedenen infolge ihrer Ausdehnung wichtigen Bodenarten des Gneisgebietes, ferner die im Hochlandsgebiete (Bamenda-Bezirk) weit verbreiteten Trachyt- und Trachyttuffböden.

Wenn die wenigen vorliegenden Untersuchungen nun überhaupt allgemeine Schlüsse gestatten, so könnte man sie unter Benutzung der Ausführungen Wohltmanns (siehe besonders 5) und der zahlreichen eigenen Beobachtungen wohl etwa in folgende Sätze zusammenfassen.

1. Infolge der tropischen Witterungsverhältnisse, ist der Boden in Kamerun (wie zumeist in den Tropen) viel mehr der schnellen Auswaschung der mineralischen Pflanzennährstoffe unterworfen, als im gemäßigten Klima. Dies hat eine allgemein zu beobachtende Armut der Böden an Kalk, Magnesia, Kali und Phosphorsäure zur Folge.

Der relativ hohe Gehalt an Magnesia in den von WOHLTMANN untersuchten Böden der Hänge des Kamerunberges ist aus der Gesteinszusammensetzung (wesentlicher Gemengteil des Kamerunbasaltes ist Olivin = $(Mg, Fe)_2 SiO^4$) zu erklären und ist daher eine Eigentümlichkeit der Gehängeböden solcher Basalte.

2. Die sprichwörtliche, üppige tropische Vegetation verdankt ihr Vorhandensein neben den günstigen Klimabedingungen für pflanzliches Wachstum in erster Linie dem ungleich größeren Reichtum des Tropen-Bodens an stickstoffhaltigen Substanzen, gegenüber dem unserer Breiten. Der Stickstoff wird in Form von Ammoniak- und Stickstoffsäuren aus der Atmosphäre durch das Regenwasser dem Boden zugeführt (vergl. bes. 1, S. 10).

Ein wichtiger Umstand für die Stickstoffbindung ist der hohe

Gehalt an Humusstoffen, wie er sich namentlich bei den neuerdings untersuchten Bodentypen ergab, der naturgemäß bei der viel intensiveren Zersetzung organischer Substanzen im Tropenklima direkt, aber auch indirekt durch schnellere und vollständigere Aufschließung der Mineralstoffreserven (aus unzersetzten Gesteins- und Mineralteilen) dem Pflanzenwachstum nutzbar wird. Auf den Wert hohen Humusgehaltes für die Auflockerung der Böden für die Bindung von Stickstoff und die Aufspeicherung von Feuchtigkeit für die Trockenzeit, haben u. a. WOHLTMANN (5) und RAMANN (6, S. 152/155) hingewiesen. Die Ergebnisse der oben angeführten Analysen scheinen der Annahme wenigstens für Kamerun zu widersprechen, die man allgemein bisher machte (vergl. bes. 5, S. 169), daß sich die tropischen Böden durch Humusarmut auszeichnen. Vielleicht beruhte eben diese Annahme auf der Täuschung, auf die auch WOHLTMANN (l. c.) hinweist, die das äußere Aussehen der Bodenarten hervorruft, das allerdings auch bei den meisten gesammelten Kamerunböden keinesfalls einen so hohen Humusgehalt hatte vermuten lassen.

Eine hohe Stickstoffabsorption ist aber selbst bei alten, an Mineralstoffen (Kalk, Magnesia, Kali) armen, und dann meist an Eisen und Tonerde reichen Lateritböden (vergl. Teil VIII) zu beobachten, auch selbst dann, wenn diese humusarm sind. Hierauf bezüglich sagt z. B. WOHLTMANN (1, S. 11) wörtlich:

»Nur in ihrem hohen Stickstoffgehalt, der beständig ersetzt wird, besteht die Kraft vieler Tropenböden« und »Für die Tropenböden hat daher die alte LIEBIG'sche Theorie, daß man nur die durch Ernte entzogenen Mineralstoffe dem Boden zurückzugeben habe, nicht den Stickstoff, ihre beschränkte Bedeutung noch nicht verloren, wie es bei uns der Fall ist«. Ferner stellt WOHLTMANN (2, S. 219) die Überlegenheit der Kamerunböden, des Kamerunberghanges gegenüber den gleichzeitig untersuchten Böden von Senegambien und Ostafrika in bezug auf ihre Zusammensetzung, namentlich den Stickstoffgehalt fest. Dies gilt nun auch für die weiter landeinwärts vorhandenen Bodenarten Kameruns, nicht nur für die Basaltböden des Kamerunbergmassivs, wie aus den neuen Annalysen hervorgeht.

3. So wenig günstig zusammengesetzt an sich die an Eisen und Tonerde reichen und an Mineral-Nährstoffen armen alten Lateritböden Kameruns scheinen mögen, wenn man den Maßstab unserer heimischen Agrikultur zugrunde legt, so zeigen sie doch immerhin noch eine bedeutende Fruchtbarkeit, die neben den günstigen Klimabedingungen voraussichtlich ihr Vorhandensein einer besonderen Aufnahmefähigkeit dieser Böden für Stickstoffverbindungen verdankt.

Die besondere Aufnahmefähigkeit für Stickstoffverbindungen wird von WOHLTMANN als eine den hohen Eisen- und Tonerdegehalten zuzuschreibende Eigentümlichkeit angesehen, hierauf bezüglich heißt es z. B. 2, S. 220. »Infolge der enorm hohen Tonerde- und Eisengehalte sind die Kamerunböden sehr günstig gestellt in bezug auf ihre Absorptionsfähigkeit, insbesondere auf die von Ammoniak« (vergl. auch **3**, S. 155).

Auch RAMANN (**5**, S. 295) nimmt eine besondere Aufnahmefähigkeit an Eisenoxyd reicher Böden für Stickstoff an, scheint damit allerdings nur die physikalische Stickstoffbindung zu meinen, denn er sagt: (**5**, S. 295) »Stickstoff wird, zumal durch Eisenoxyd, in verhältnismäßig großer Menge adsorbiert«.

Nach den Untersuchungen von R. GANS (**9**) an nord- und mitteldeutschen Diluvialböden würde die Aufnahmefähigkeit für Stickstoff vielmehr abhängig sein, einmal von der Menge der in diesen Bodenarten noch vorhandenen Mineralstoffe, die für die Bildung von Zeolithen in Frage kommen könnten, ferner aber von der Menge der vorhandenen Humusstoffe und der Art ihrer Bindung und ihres Zusammenvorkommens mit den Mineralnährstoffen, besonders Kalk.

Es muß hier dahingestellt bleiben, ob tatsächlich die chemische Zusammensetzung dieser Bodenarten einen ausschlaggebenden Einfluß auf ihre Fruchtbarkeit zu geben vermag, oder ob nicht etwa allein physikalische Beschaffenheit, die eben hier in erster Linie von der Art des Vorhandenseins von Eisen- und Tonerdeverbindungen abhängen könnte, und Klimabedingungen auch selbst

bei ungünstigster chemischer Zusammensetzung (nach der Auffassung unserer heimischen Agrikultur) diese Fruchtbarkeit hervorrufen können, die tatsächlich zu beobachten ist.

Erst wenn ein annähernd so reiches Annalysenmaterial vorliegen wird, wie es z. B. R. Gans (9) für seine Schlußfolgerungen bezüglich der nord- und mitteldeutschen Diluvialböden benutzte, wird man voraussichtlich dieser Frage mit Erfolg näher treten können.

Im übrigen scheint namentlich die Art des Vorkommens der Tonerde in tropischen Böden und die Rolle, die sie für die Pflanzenernährung, abgesehen von den indirekten Einwirkungen, auf den mechanischen Zustand des Bodens ausübt, noch nicht hinreichend erforscht zu sein. Die Tonerde wird hier, möglicherweise, da sie häufig infolge der Eigenart der lateritischen Verwitterung in Form von Hydraten vorhanden ist, eine ganz andere Rolle, wenigstens teilweise bezüglich der Pflanzenernährung spielen, als in unseren Breiten, wo sie zumeist als Hydrosilikat vorhanden ist.

Sehr wahrscheinlich werden, wie bereits angedeutet, Tonerdeverbindungen z. B. eine viel wesentlichere Rolle bei der Zeolithbildung spielen, als bei uns.

Demgemäß wird man sich vielleicht auch nicht mit der Feststellung der im kalten Säureauszug löslichen Tonerde- und Eisenmengen zur genauen Beurteilung tropischer Böden beschränken dürfen. Es dürfte also auch möglicherweise für Eisen und Tonerde wohl das gelten, was Wohltmann (2, S. 224) in Bezug auf Kali in tropischen Böden sagt, daß nämlich auch die Untersuchung mindestens des heißen, einstündigen Salzsäureauszuges empfehlenswert sei, um ein ungefähres Bild von den Eigenschaften gerade dieser Lateritböden zu erhalten. Vor allem wird auch hier gelten, was R. Gans wiederholt hervorhebt, daß der Hauptwert der zu gewinnenden Analysenresultate in ihrer Vergleichbarkeit liegt, daß also der Ausarbeitung einer alle die Besonderheiten tropischer Verwitterungseinflüsse berücksichtigenden und dann allgemein angewandten Analysenmethode erhöhter Wert beizumessen wäre.

4. **Für Tropenböden ist die Zufuhr mineralischer Stoffe wichtig, Stickstoffdüngung zumeist unnötig, ja voraussichtlich häufig schädlich.**

Dieselbe würde u. a. die Entwicklung tierischer und pflanzlicher Parasiten und Schädlinge, besonders bei gleichzeitigem Fehlen mineralischer Pflanzennährstoffe, nur begünstigen. (Vergl. 5, S. 254.)

Die Zufuhr mineralischer Stoffe wird um so weniger wichtig sein, je mehr unzersetzte Gesteinsteile (außer Quarz) der Boden noch enthält. Deshalb sind steinige und mit Gesteinstrümmern durchsetzte Gehängeböden ohne Anwendung von Mineraldüngung, den alten, tiefgründigen Verwitterungsböden in den Tropen ganz besonders überlegen. Sie können dauernd, ohne sich wesentlich zu erschöpfen, Kulturen tragen. Aus diesem Grunde ist auch der Vorschlag WOHLTMANN's, an den Hängen des Kamerunberges Raubbau zu treiben, ganz berechtigt und unbedenklich.

Am meisten werden naturgemäß alte, ausgelaugte Lateritböden der Mineraldüngung bedürfen, und werden dann infolge ihres Stickstoffreichtums noch gute Erträge liefern können. So berichtet z. B. WOHLTMANN (2, S. 220) von der in Senegambien angewandten Kalk-Magnesia-Düngung alter, an mineralischen Nährstoffen verarmter, tiefgründiger Lateritböden, die mit Kaffeeplantagen bestanden waren.

Auf die Wichtigkeit der Art der Analysenausführung, namentlich in Rücksicht auf die Reserven an mineralischen Nährstoffen, besonders an Kali, in diesen Bodenarten wies ich bereits hin.

Inbezug auf den Kalkgehalt wird man mit einem außerordentlich schnellen Verbrauch dieses Nährstoffes unter tropischen Witterungs- und Klimaverhältnissen zu rechnen haben. Dementsprechend wird seine künstliche Zuführung an Bedeutung gewinnen. Allerdings sagt WOHLTMANN (2, S. 219) »Tropische Böden benötigen ja überhaupt nicht eines derartigen hohen Kalkgehaltes, wie wir ihn in Böden der gemäßigten Zone für wünschenswert halten« und nimmt wohl auch hierauf schon Rücksicht bei der (2, S. 221) Festsetzung der Grenze für die Normalgehalte der

Tropenböden (vergl. auch 3, S. 155). Andererseits scheint doch aber ein gewisser Kalk-Magnesiagehalt keineswegs ohne wesentlichen Einfluß auf die Ertragfähigkeit der Kulturen jener Böden zu sein, denn außer dem oben erwähnten von WOHLTMANN berichteten Beispiel der Mineraldüngung aus Senegambien, hat man selbst auf den an Magnesia reichen Böden der Kamerunhänge Versuche mit Kalkdüngung für nützlich gehalten. Hier sollten diese Düngungen angeblich allerdings nur den indirekten Zweck verfolgen, die Kakaopflanzen widerstandsfähiger gegen die sie befallenden Pilzkrankheiten, namentlich gegen die Fruchtfäule des Cacaos, zu machen. Leider scheinen die Erfahrungen mit der Kalkdüngung noch zu keinem endgültigen Resultat gekommen zu sein. Jedenfalls weist aber andererseits WOHLTMANN (3, S. 158; 5, S. 134 bis 135) selbst auf die bedeutsame Rolle hin, die der Kalkgehalt der Tropenböden spielt, ebenso ist die Wichtigkeit der Magnesia (5, S. 243) und (5, S. 244) des Verhältnisses des Gehaltes an Kalk und Magnesia hervorgehoben.

5. Ganz besondere Bedeutung gewinnt in den Tropen, namentlich für alte, tiefgründige Böden, die tiefgreifende Bearbeitung nach europäischem Muster (Pflug, Grabscheit).

Weniger wichtig wird dies für solche Böden alluvialer oder äolischer Bildung sein, denen ständig neue, unzersetzte und unausgelaugte Gesteinsteilchen von der Oberfläche aus zugeführt werden. Bei den Lateritböden wird voraussichtlich durch ständige, tiefgreifende Bearbeitung der Bildung lateritischer Konkretionen und namentlich von Oberflächenlateriten, die wegen ihrer Undurchdringbarkeit für die Pflanzenwurzeln Sterilität des Bodens bedingen, vorgebeugt. Ich glaube diese Ansicht u. a. durch die Beobachtung stützen zu können, daß tatsächlich einzelne Negerkulturen inmitten eines von Zellenlateriten bedeckten Gebietes vorzüglich gediehen, ferner durch die Wahrnehmung, daß auf weiten Gebietsstrecken zwischen Tibati und Ngambe, gerade da, wo auf dem alten Gneisverwitterungsboden nach der klimatischen und physiographischen Beschaffenheit ausgedehnte Laterit-

bildungen hätten erwartet werden sollen diese fehlten, weil dort massenhaft die Tätigkeit von Regenwürmern zu beobachten war, die in kleinen Hügeln und turmartigen Gebilden bis zu 15 cm Höhe ihre Exkremente auf der Erdoberfläche aufbauten und somit dauernd die Ackerkrume durcharbeiteten.

7. Die Einführung einer geeigneten und leicht zu bewerkstelligenden Wasserwirtschaft, namentlich in den Inlandsgebieten (Hochländer des Nordens und Gebirgsländer des Südens) würde die Ertragsfähigkeit der Böden wesentlich erhöhen.

Es möge genügen, in dieser Beziehung auf meine vielfachen entsprechenden Hinweise in den Teilen I—VI der Bearbeitung, dann aber besonders auf die Beweisführungen WOHLTMANNs (3, S. 158—159) Bezug zu nehmen.

8. Es ist anzunehmen, daß auch für die tropischen Böden Kameruns die Einführung des Kulturwechsels und der Fruchtfolge von erheblichem Einfluß auf die Ertragfähigkeit sein würde, sofern man nicht in der Lage ist, immer neue Strecken jungfräulichen Landes der Kultur zu erschließen.

Alles in allem sind wir wohl heute noch bezüglich unserer Kenntnisse der Bodenarten unserer tropischen Kolonie Kamerun so in den Anfängen, und gerade die hier gemachten Ausführungen und die bisher vorliegenden Analysenresultate in Verbindung mit den Beobachtungen in der Praxis haben wohl mindestens gleich viele Fragen neu aufgeworfen als gelöst, daß es im Interesse der nutzbringenden Verwertung der ungeheuren Reichtümer liegen würde, die jene Landstrecken in ihrem Boden dem Mutterlande noch bergen, eine systematische Untersuchung der Bodenarten an Ort und Stelle, etwa durch die Begründung einer kulturtechnischen Abteilung oder eines biologisch-landwirtschaftlichen Instituts ähnlich dem für Ostafrika, in Amani, auch für Kamerun anzubahnen.

Schon das Interesse der bisher erst an der Küste bestehenden Pflanzungen müßte dies erfordern, wie vielmehr die Absicht,

nun auch der Frage des Anbaus von Tabak und Baumwolle in den reichen Gegenden des Hinterlandes näher zu treten. Daß eine solche Untersuchung der Besiedelung des Landes durch Europäer vorausgehen würde, die doch auch für Kamerun zum mindesten für die weiten Inlandsgebiete kommen wird und muß, könnte nur als Mittel diese zu fördern und mit zu veranlassen, im Interesse des Mutterlandes freudigst begrüßt werden.

Nach diesen Ausführungen kann nur mit voller Überzeugung erneut darauf hingewiesen werden, wie richtig bereits Wohltmann (1, S. 36) vorausgesagt hat:

»Somit ist also hier der Kolonisation ein weiter Spielraum geboten und die Zukunft wird höchstwahrscheinlich lehren, daß im Kamerungebiete noch anderweitig fruchtbares Land in sehr großer Ausdehnung zu finden ist.« Wenn Wohltmann (2, S. 220) weiterhin sagt: »Ich bin der festen Überzeugung, daß nirgends in unseren gesamten afrikanischen Kolonien der Plantagenbau ein so dankbares, sicheres und vor allem auch schnell arbeitendes Feld findet, als gerade am Kamerungebirge«, so muß dies heute ganz entschieden auf alle die Teile Kameruns ausgedehnt werden, die nur irgend durch Bahn oder Straßenbauten der Besiedelung und Kultur erschlossen werden.

Aber nicht allein fruchtbarer Boden ist in Kamerun auch außer am Basaltmassiv des Kamerunberges und der ganzen Küste in ungeheuerer Ausdehnung vorhanden, sondern dieser fruchtbare Boden kann sehr wohl, und damit befinde ich mich freilich im Gegensatze zu Wohltmann, ein Siedelungsgebiet für Deutsche werden. Ob Wohltmann, wenn er die Hochländer des Inneren Kameruns bereist hätte, auch geschrieben hätte (1, S. 38):

»Man hat nun wohl hier und da erwogen, die deutsche Einwanderung nach Kamerun zu lenken, um Arbeitskräfte zu gewinnen. Davon kann jedoch leider keine Rede sein! In dieser ganzen Kolonie gibt es nur einen Ort, in welchem sich Weiße dauernd niederlassen und alle körperlichen Arbeiten verrichten könnten. Das ist in der höheren Lage des großen Kamerunberges, etwa zwischen 1000—2500 m über dem Meere,«

will mir zum mindesten zweifelhaft erscheinen. Die meist über 1000 m gelegenen Hochlandsgebiete des Inneren, (den Süden kenne ich nicht) die Hochländer von Bali-Bamum, Bansso, Kentu, Kambo usw., die fruchtbaren Gebiete von Banjo-Tibati-Galim-Ngambe, sie alle werden nach meiner Ansicht vielmehr dereinst begehrte Siedelungsgebiete der Deutschen darstellen. Und wenn Wohltmann z. B. (8, S. 5) sagt: »Selbst auf den Hochländern dieser Kolonien (Ostafrika, Togo, Kamerun) wird sich das deutsche Landvolk nach meinen Erfahrungen und nach meiner festen Überzeugung niemals derart einbürgern, daß dort dereinst große Ackerbaukolonien entstehen« und dies weiter damit begründet, daß der germanische Volksstamm sich nach seiner Ansicht von allen europäischen Völkern am wenigsten tropischem Klima anpassen könne, so wird man dies nur dann gelten lassen können, wenn man daran denkt, daß dort Ackerbau und Landbestellung ganz nach deutschem Muster sich etwa vollziehen sollte, oder daß eine kleinbäuerliche Besiedelung dort statthaben könne und der Kleinbauer sein Land mit Pflug und Egge allein bearbeiten solle. In dieser Beziehung dürften aber z. B. die Verhältnisse Deutsch-Ostafrikas von Interessse sein, wo tatsächlich schon in einzelnen Gegenden die mittleren und kleinen Baumwollpflanzer wesentlich mit zur Gesamtausfuhrmenge beizutragen beginnen. Weshalb aber die Deutschen, die übrigens auch u. a. z. B. in Brasilien und Australien schon längst bewiesen haben, daß sie auch unter veränderten Klima-, Lebens- und Anbaubedingungen sehr wohl sich als Kulturträger und -Pioniere eignen, nicht mindestens mit demselben Erfolge, wie die Holländer im Malaischen Archipel und die Engländer in Indien, beides Germanenstämme, ihre tropischen und in vieler Beziehung viel günstiger, weil näher dem Mutterlande gelegenen Kolonien kultivieren sollten, wäre nicht einzusehen. Freilich werden deutsche Ackerbauer in Kamerun dem deutschen Bauern kaum je Konkurrenz mit ihren Erzeugnissen bereiten und nur in diesem Sinne dürfen wohl auch Wohltmann's Ausführungen aufgefaßt werden. Die Produkte deutschen Landbaues in den Kolonien werden vielmehr berufen sein, dem Mutterlande die Unsumme

von Einfuhrgütern zum Teil zu liefern, die wir heute dem Auslande abkaufen, d. h. in erster Linie Mais, Reis, Baumwolle, Tabak, Kaffee, Kakao, Gewürze, Früchte, tropische Hölzer, Kautschuck, Harze, Ölfrüchte, Elfenbein, vielleicht auch Seide usw. Die ungünstige Verkehrslage allein kann vielleicht zunächst die deutschen Ansiedler noch abhalten, schon heute auch hier auf deutschem Boden der Erde die Schätze abzuringen, deren Gewinnung Kultur und Fortschritt, Zivilisation und Wohlstand bedeutet, wie sie es in so ausgedehntem Maße auf fremdem Gebiet mit Erfolg getan haben. Der Bau von Verkehrswegen wird auch hierin schnellen Wandel schaffen und man braucht kein Prophet zu sein, um auch dieser unserer reichsten Kolonie mit der Einwanderung und Ansiedelung deutscher Ackerbauer, auch wenn sie nur deutsche Tatkraft und Arbeitsfreudigkeit, deutschen Fleiß und deutsche Ausdauer, sowie ihre heimischen Erfahrungen mitbringen, und mit der Erschließung der weiten fruchtbaren Gefilde des Inlandes durch Wege- und Bahnbauten, eine glänzende Entwickelung vorhersagen zu können, sei es auch nur auf Grund der fast unermeßlichen Schätze, die fruchtbarer Boden unter den günstigen Wachstumsbedingungen tropischen Klimas hervorzubringen vermag.

---

XIV. Teil.

# Tabelle der hypsometrischen Messungen und Namenverzeichnis.

In der folgenden Tabelle sind die im Laufe der Reise bestimmten Höhen verzeichnet. Sie wurden gemessen mit dem nach v. Danckelmann konstruierten Siedeapparate.

Den Berechnungen wurden folgende mittlere, aus zahlreichen Beobachtungen in Duala gewonnene Tabellen zu Grunde gelegt, die indessen sehr wahrscheinlicher Weise sich mit der Vermehrung der Beobachtungen noch im Laufe der Jahre ändern werden. Aus diesem Grunde gebe ich auch die Einzelheiten der Berechnung, die dann jederzeit eine spätere entsprechende Korrektur zulassen.

Luftdruck in Duala im Meeresniveau, von allen Korrektionen der Schwere usw. befreit.

Die Tabelle enthält die Ergänzung zu 700 mm.

| Tageszeit | Monat | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
| 7a | 57,7 | 57,4 | 57,2 | 57,8 | 58,8 | 60,2 | 60,5 | 60,3 | 59,7 | 58,8 | 58,1 | 58,1 |
| 2p | 55,4 | 55,3 | 55,1 | 55,6 | 56,9 | 58,6 | 59,0 | 58,7 | 57,6 | 56,5 | 55,8 | 55,7 |
| 9p | 57,6 | 57,0 | 56,6 | 57,2 | 58,2 | 59,7 | 60,0 | 59,9 | 59,3 | 58,4 | 57,8 | 57,7 |
| Mittel | 57,7 | 56,6 | 56,3 | 56,9 | 58,0 | 59,5 | 59,8 | 59,6 | 58,9 | 57,9 | 57,2 | 57,2 |

Lufttemperatur in Duala.

| Tageszeit | Monat | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
| 7a | 24,3 | 24,5 | 23,9 | 24,2 | 24,1 | 23,5 | 22,7 | 22,7 | 23,2 | 23,2 | 24,1 | 24,2 |
| 2p | 29,3 | 29,5 | 29,2 | 29,1 | 28,5 | 27,2 | 25,6 | 25,5 | 26,1 | 26,7 | 27,9 | 28,6 |
| 9p | 26,3 | 26,6 | 25,9 | 25,9 | 25,4 | 24,6 | 23,4 | 23,4 | 23,8 | 24,1 | 25,3 | 25,7 |
| Mittel | 26,6 | 26,9 | 26,3 | 26,4 | 26,0 | 25,1 | 23,9 | 23,9 | 24,4 | 24,7 | 25,8 | 26,2 |

Die Korrektion des durchweg angewandten Siedethermometers betrug:

bei 550 mm ± 0,0 mm
» 600 » ± 0,0 »
» 650 » — 0,4 »
» 700 » — 0,4 »
» 760 » — 0,2 »

Der mittlere tägliche Gang beträgt:

| Tageszeit | a) des Luftdruckes mm | b) der Lufttemperatur °C |
|---|---|---|
| 5a | + 0,2 | + 2,3 |
| 6 | — 0,2 | + 2,4 |
| 7 | — 0,7 | + 2,3 |
| 8 | — 1,1 | + 1,8 |
| 9 | — 1,3 | + 0,9 |
| 10 | — 1,2 | — 0,1 |
| 11 | — 0,9 | — 1,1 |
| 12 | — 0,4 | — 2,0 |
| 1p | + 0,3 | — 2,7 |
| 2 | + 0,8 | — 2,9 |
| 3 | + 1,2 | — 2,8 |
| 4 | + 1,4 | — 2,5 |
| 5 | + 1,3 | — 1,9 |
| 6 | + 1,0 | — 1,2 |
| 7 | + 0,5 | — 0,7 |
| 8 | ± 0,0 | — 0,4 |
| 9 | — 0,4 | — 0,1 |

Es wurde ferner als Grundlage die »Barometrische Höhentafel von Dr. W. Jordan. Zweite, bis 35° erweiterte Auflage. Stuttgart 1886« zu der Berechnung benutzt, bei größeren Höhen, für die diese Tafel versagte, wurde gemäß ihrer Grundlage (vergl. S. 94) direkt berechnet nach der Formel:

$$h = 18464 \ (\log 762 - \log B) \ (1 + 0{,}003665 \ t).$$

Um den tropischen Luftfeuchtigkeitsverhältnissen Rechnung zu tragen, wurden die so gewonnenen Zahlen noch mit 1,009 multipliziert.

| Lfd. Nr. | Ortsbezeichnung | Gemessen | | | | Berechnet: |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Barometer | Temperat. °C | Tageszeit | Datum | Höhe in m |
| 1 | Sa-See | 753 | 26 | $6^{45}$ | 19. I. | 55 |
| 2 | Edea. Wohnung des Bez.-Amtm. | 752,5 | 26 | $6^{30}$ | 24. I. | 61 |
| 3 | Dorf des Mem. (Lungasi) | 748 | 24 | $6^{30}$ | 2. II. | 110 |
| 4 | » » Ekujub. (Lungasi) | 736 | 24 | $7^{00}$ | 3. II. | 253 |
| 5 | » » Njebet | 744 | 26 | $7^{00}$ | 5. II. | 170 |
| 6 | » » Njumai. (Ndogobonk) | 718 | 20 | $7^{00}$ | 7. II. | 473 |
| 7 | » » Een | 720 | 23 | $6^{45}$ | 9. II. | 448 |
| 8 | » » Njumba-Bonok | 710 | 23 | $7^{00}$ | 10. II. | 575 |
| 9 | Marktplatz Tunjok. (Ndogomakumag) | 713 | 23 | $6^{45}$ | 11. II. | 533 |
| 10 | Marktplatz Mabin. (Ndogomakumag) | 708 | $26^1/_2$ | $10^{00}$ | 12. II. | 610 |
| 11 | Dorf des Njah (Banem) | 708 | 23 | $8^{00}$ | 14. II. | 603 |
| 12 | Dorf Baso. (Landschaft Muam) | 708 | 20 | $6^{30}$ | 16. II. | 592 |
| 13 | Dorf Hunug. (Ldschft. Ndogabakin) | 706 | 21 | $7^{00}$ | 17. II. | 618 |
| 14 | Dorf Ngambe. (Hptlg. Nsoga, Landschaft Ndogohega) | 706 | 18 | $7^{00}$ | 19. II. | 617 |
| 15 | Dorf Bibe. (Hptlg. Hino, Landschaft Ndogomakumag) | 736 | $19^1/_4$ | $7^{00}$ | 21. II. | 253 |
| 16 | Dorf Mabut. (Hptlg. Bille, Landschaft Ndogomakumag) | 718 | $21^1/_2$ | $7^{00}$ | 22. II. | 472 |
| 17 | Dorf Ongbisso. (Hptlg. Nag, Landschaft Ndogomianak) | 723 | 22 | $8^{00}$ | 23. II. | 417 |
| 18 | Dorf Misseng. (Hptlg. Nebo, Landschaft Banem) | 738 | $21^1/_2$ | $7^{00}$ | 24. II. | 230 |
| 19 | Häuptlgsdorf der Ldschft. Bauem | 737 | 23 | $7^{00}$ | 1. III. | 242 |
| 20 | Oberer Lauf des Pado, hohe Bergkette vor Dorf Majegha | 692 | $21^1/_4$ | $6^{45}$ | 3. III. | 790 |
| 21 | Dorf Majegha. (Hptlg. Loga) | 749 | $24^3/_4$ | $6^{15}$ | 5. III. | 95 |
| 22 | Dorf Ekiba. (Hptlg. Bekim, Landschaft Ndokumbang) | 750 | $24^1/_2$ | $6^{45}$ | 6. III. | 85 |
| 23 | Dorf Bileg. (Ldschft. Ndogobong) | 720 | $23^1/_4$ | $7^{00}$ | 7. III. | 445 |
| 24 | » Ndogibingele, am Dibamba | 754 | $24^1/_2$ | $6^{50}$ | 9. III. | 40 |
| 25 | » Ngok. (Ldschft. Ndokamag) | 749 | 24 | $7^{00}$ | 10. III. | 98 |
| 26 | » Masaga am Mboma | 756 | $26^1/_2$ | $7^{45}$ | 11. III. | 23 |
| 27 | » des Hptlg's Tia am Konge | 750 | 24 | $7^{00}$ | 27. III. | 88 |
| 28 | » Nyanga. (Altes Postengebäude) | 755,5 | $24^1/_2$ | $6^{45}$ | 29. III. | 25? |

| Lfd. Nr. | Ortsbezeichnung | Gemessen | | | | Berechnet: |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Barometer | Temperat. °C | Tageszeit | Datum | Höhe in m |
| 29 | Dorf Pumaliv. (Hptlg. Nschia, Landschaft Mamelo) | 748 | 23 | $7^{00}$ | 30. III. | 110 |
| 30 | Dorf Njombe. (Hptlg. Priso, Landschaft Fan-Abo) | 754 | 23¼ | $7^{45}$ | 31. III. | 45 |
| 31 | Weißer Berg (Diungo), Gipfel | 734 | 32½ | $1^{30}$ | 31. III. | 270 |
| 32 | Dorf Kwangsi. (Hptlg. Koko) | 752 | 22 | $7^{00}$ | 3. IV. | 70 |
| 33 | Mundame. (altes Postengebäude) | 751 | 23 | $7^{45}$ | 6. IV. | 87 |
| 34 | Reg.-Stat. Johann Albrechts-Höhe. (Veranda des Stat.-Gebäudes) | 724 | 21½ | $6^{45}$ | 30. V. | 415 |
| 35 | Elefanten-See. (Barombi-ma-Bu) Spiegel des Kratersees | 734 | 22½ | $7^{40}$ | 30. V. | 290 |
| 36 | Dorf Bakumba | 738 | 22½ | $7^{30}$ | 6. VI. | 265 |
| 37 | » Ekokobuma | 722 | 20½ | $8^{00}$ | 7. VI. | 459 |
| 38 | » Ayong | 736 | 21 | $7^{00}$ | 8. VI. | 286 |
| 39 | » Basu | 734 | 23½ | $7^{30}$ | 9. VI. | 312 |
| 40 | » Abas | 742 | 23 | $7^{30}$ | 11. VI. | 218 |
| 41 | Übergang über den Mum Aya, nördlich Basu + 30 m | 748 | 22 | $7^{00}$ | 12. VI. | 145 |
| 42 | Dorf Esudan ³/₃ | 749 | 22½ | $7^{30}$ | 28. VI. | 220 |
| 43 | Lager oberhalb der Glimmerlagerstätte bei Esudan ³/₃ | 690 | 17,9 | $7^{00}$ | 11. VII. | 840 |
| 44 | Wasserspiegel des Makokome, am Uebergang Esudan-Glimmerfundstelle | 739,5 | 23,5 | $10^{30}$ | 10. VII. | 254 |
| 45 | Glimmerfundstelle | 701 | 18,5 | $8^{00}$ | 11. VII. | 715 |
| 46 | Dorf Nkore | 746 | 23¾ | $8^{00}$ | 20. VII. | 170 |
| 47 | Dorf Nkimedschi | 752 | 22¼ | $6^{30}$ | 21. VII. | 95 |
| 48 | Wegetafel 18 km, am Wege Nkimedschi-Ossidinge | 747 | 22 | $6^{35}$ | 22. VII. | 154 |
| 49 | Ossidinge, Reg.-Station (Hof) | 754 | 23 | $6^{30}$ | 25. VII. | 72 |
| 50 | Dorf Esagim | 754 | 22,8 | $6^{00}$ | 27. VII. | 73 |
| 51 | » Ndschan | 750 | 23 | $6^{45}$ | 28. VII. | 122 |
| 52 | » Mamfe | 750 | 23 | $7^{00}$ | 31. VII. | 122 |
| 53 | » Bakum (Hptlg. Nkeng) | 754 | 22¼ | $6^{15}$ | 25. IX. | 172 |
| 54 | » Kescham | 751 | 25 | $9^{00}$ | 26. IX. | 111 |
| 55 | Wege-Übergang am Fluß Maniegetonto | 749 | 21¾ | $6^{30}$ | 28. IX. | 125 |

| Lfd. Nr. | Ortsbezeichnung | Gemessen | | | | Berechnet: |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Barometer | Temperat. °C | Tageszeit | Datum | Höhe in m |
| 56 | Wege-Übergang am Biale | 750 | $22^1/_2$ | $6^{45}$ | 29. IX. | 115 |
| 57 | Dorf Amabessu. (Hptlg. Obi, Landschaft Biteku) | 746 | 24 | $8^{00}$ | 1. X. | 158 |
| 58 | Dorf Fatop | 749 | $22^1/_2$ | $7^{30}$ | 4. X. | 130 |
| 59 | » Ayang | 748 | $22^1/_2$ | $7^{45}$ | 5. X. | 135 |
| 60 | » Aïwawa | 753 | $24^1/_2$ | $8^{00}$ | 8. XI. | 68 |
| 61 | » Ewuri (Ewole) | 745,5 | $22^1/_2$ | $7^{00}$ | 9. XI. | 150 |
| 62 | » Batscho Agagbe | 739 | $23^1/_4$ | $7^{00}$ | 21. XI. | 227 |
| 63 | Tinto-Weg unterhalb der Fälle des Bako | 735 | 21 | $7^{20}$ | 22. XI. | 276 |
| 64 | Übergang über den Fi. bei Tinto | 747 | $22^1/_2$ | $9^{35}$ | 25. XI. | 140 |
| 65 | Dorf Tajon | 744 | 22 | $7^{15}$ | 26. XI. | 170 |
| 66 | Dorf Sabbe | 740 | $22^1/_2$ | $7^{00}$ | 27. XI. | 215 |
| 67 | Bali-Weg beim Dorfe Baminji | 662 | $16^3/_4$ | $7^{30}$ | 28. XI. | 1288 |
| 68 | Marktplatz im Dorfe Bali. (Häuptlingsgehöft) | 649 | 18 | $7^{45}$ | 30. XI. | 1363 |
| 69 | Bamenda, Militär-Station | 643 | 22 | $4^{0}p$ | 31. XI. | 1460 |
| 70 | Häuptlingsgehöft Bafut | 667,75 | 18,5 | $8^{00}$ | 6. XII. | 1115 |
| 71 | Bandeng. (Marktplatz) | 656 | 28 | $12^{30}$ | 7. XII. | 1318 |
| 72 | Babanki-Tungo. (Marktplatz) | 652,5 | 9 | $8^{30}$ | 12. XII. | 1300 |
| 73 | Bakembat (Balikumbat), Marktplatz am Häuptlingsgehöft | 642 | 16 | $6^{15}$ | 13. XII. | 1440 |
| 74 | Bagam. (Häuptlingsdorf) | 657 | 12 | $6^{30}$ | 15. XII. | 1235 |
| 75 | Bambuluae, Dorf | 610 | $12^1/_4$ | $7^{00}$ | 16. XII. | 1880 |
| 76 | Kleine Anhöhe nordöstlich des Bambuluae-Krater-Sees | 592,5 | $24^1/_2$ | $11^{00}$ | 16. XII. | 2180 |
| 77 | Höhe des Steilrandes am Bambuluae-See | 594 | $25^1/_2$ | $2^{0}p$ | 16. XII. | 2145 |
| 78 | Dorf Galim-Bagam | 661 | $14^1/_2$ | $6^{00}$ | 19. XII. | 1185 |
| 79 | Nun-Übergang am Wege Bagam-Bamum | 663 | 13 | $7^{00}$ | 21. XII. | 1165 |
| 80 | Dorf Bagankop (Hptlg. Foma) | 659 | $14^1/_2$ | $6^{30}$ | 22. XII. | 1215 |
| 81 | Dorf des Fonje | 660,5 | $12^1/_4$ | $7^{00}$ | 23. XII. | 1195 |
| 82 | Paßhöhe am Kogam | 624 | 32 | $1^{0}p$ | 23. XII. | 1725 |
| 83 | Dorf Kutje | 664 | 15 | $7^{00}$ | 27. XII. | 1156 |

| Lfd. Nr. | Ortsbezeichnung | Gemessen | | | | Berechnet: |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Barometer | Temperat. °C | Tageszeit | Datum | Höhe in m |
| 84 | Talsohle bei Fopengam am Batpui | 660,5 | $22\frac{1}{2}$ | $11^{00}$ | 29. XII. | 1220 |
| 85 | Wasserspiegel des Fopengam-Krater-Sees | 646 | $21\frac{1}{2}$ | $5^{00}$p | 29. XII. | 1395 |
| 86 | Dorf Föuon | 666 | $16\frac{1}{2}$ | $7^{00}$ | 30. XII. | 1125 |
| 87 | Dorf des Matape | 662 | $12\frac{3}{4}$ | $7^{00}$ | 3. I. | 1170 |
| 88 | Häuptlingssitz Fumban, (Bamum), äußerer Wallgraben | 664,5 | 22 | $1^{00}$p | 2. I. | 1148 |
| 89 | Dorf Bangola | 648,5 | $13\frac{1}{2}$ | $7^{00}$ | 4. I. | 1352 |
| 90 | » Babessi | 645,7 | $17\frac{1}{2}$ | $7^{00}$ | 5. I. | 1400 |
| 91 | Häuptlingsdorf Kumbo (Bamso), Häuptlingsgehöft | 624 | 15 | $8^{00}$ | 6. I. | 2065 |
| 92 | Dorf Mwelle | 634 | 14 | $7^{20}$ | 10. I. | 1548 |
| 93 | » Babungo. (Hptlg. Sange) | 659 | $13\frac{1}{4}$ | $7^{30}$ | 12. I. | 1215 |
| 94 | » Bamessing | 659 | $11\frac{3}{4}$ | $7^{00}$ | 13. I. | 1209 |
| 95 | » Bambilli. (Hptlg. Wemu) | 638 | 13 | $7^{15}$ | 14. I. | 1493 |
| 96 | » Bameta, Häuptlingsplatz | 658 | 18 | $7^{30}$ | 2. II. | 1227 |
| 97 | » Tungie. (Hptlg. Bakua) | 627 | $10\frac{3}{4}$ | $7^{30}$ | 3. II. | 1990 |
| 98 | Dorf Bamundum. (Ba-Mundum) (Hptlg. Sanschilli) | 662 | $19\frac{1}{4}$ | $7^{00}$ | 5. II. | 1272 |
| 99 | Hoher Bergrücken am Wege Bamundum-Bafut. (größte Höhe) | 618 | 23 | $12^{00}$ | 5. II. | 1770 |
| 100 | Dorf Bamedjung. (Hptlg. Soja) | 662 | 19 | $6^{30}$ | 8. II. | 1180 |
| 101 | Groß-Babanki. (Unterkunftshütten am Wege nach Lakom, im Tale) | 660 | $18\frac{1}{4}$ | $7^{15}$ | 10. II. | 1208 |
| 102 | Lakom. (Häuptlingsdorf, Häuptling Koimfoi) | 608 | 13 | $7^{30}$ | 12. II. | 1950 |
| 103 | Dorf Bafum-Bum | 654 | $18\frac{1}{2}$ | $7^{15}$ | 14. II. | 1288 |
| 104 | Dumbo. (Unterkunftshütten am Fuße des Bergzuges auf dem der Ort Dumbo gelegen) | 671 | $20\frac{1}{2}$ | $7^{15}$ | 16. II. | 1067 |
| 105 | Dorf Kentu. (Faktorei der G. N. K.) | 731 | $23\frac{1}{2}$ | $7^{00}$ | 19. II. | 315 |
| 106 | Pic von Kentu. (Höchste Spitze) | 651,5 | $24\frac{1}{2}$ | $1^{30}$p | 19. II. | 1318 |
| 107 | Dorf Tissa. (Häuptlingsgehöft) | 656 | $16\frac{1}{2}$ | $7^{30}$ | 24. II. | 1253 |
| 108 | » Andi | 678 | 20 | $7^{00}$ | 25. II. | 975 |
| 109 | » Ko | 695,5 | $16\frac{1}{2}$ | $7^{30}$ | 26. II. | 750 |
| 110 | » Taken | 712 | 23 | $7^{30}$ | 20. II. | 550 |

| Lfd. Nr. | Ortsbezeichnung | Gemessen | | | | Berechnet: |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Barometer | Temperat. °C | Tageszeit | Datum | Höhe in m |
| 111 | Dorf Berabe | 706 | 24½ | $7^{00}$ | 28. II. | 625 |
| 112 | » Jemberre II | 686 | 23½ | $7^{30}$ | 1. III. | 875 |
| 113 | » Kodja. (Hptlg. Giwa) | 710 | 23 | $7^{30}$ | 2. III. | 572 |
| 114 | Wegeübergang am Dschembori (Weg Kodja-Kambo) | 638 | 17½ | $7^{00}$ | 3. III. | 1490 |
| 115 | Dorf Kambo I. (Häuptlingsgehöft) | 618 | 16 | $7^{00}$ | 4. III. | 1750 |
| 116 | » Kambo II. (Hptlg. Fondu) | 603,5 | 13 | $6^{45}$ | 5. III. | 1940 |
| 117 | » Sop. (Hptlg. Kuenso) | 639 | 31 | $1^{00}$ | 5. III. | 1515 |
| 118 | Ebene von Ntem. (Tal des Maitelori) | 691,5 | 21,5 | $7^{30}$ | 7. III. | 804 |
| 119 | Dorf Kinkau | 694 | 16 | $6^{45}$ | 19. III. | 760 |
| 120 | Dorf Maharba. (Dorf d. Seriki Barka) | 696 | 13¾ | $7^{00}$ | 20. III. | 735 |
| 121 | Wegübergang am Tapade | 652 | 17¼ | $7^{00}$ | 22. III. | 1295 |
| 122 | Dorf Libau | 658 | 17 | $6^{30}$ | 21. III. | 1225 |
| 123 | Dorf Tukurua | 659 | 18 | $6^{15}$ | 23. III. | 1212 |
| 124 | Militär-Station Banjo | 664 | 25½ | $6^{00}$ | 27. III. | 1258 |
| 125 | Banjoberg. (Höchster Gipfel) | 633 | 28½ | $9^{00}$ | 27. III. | 1600 |
| 126 | Dorf des Arnado | 672 | 19¼ | $7^{30}$ | 1. IV. | 1058 |
| 127 | Wegeübergang am Kui. | 671,5 | 20½ | $6^{15}$ | 2. IV. | 1068 |
| 128 | » » am Mandankali | 674,25 | 18½ | $6^{30}$ | 3. IV. | 1024 |
| 129 | Galim Postenberg | 672 | 21½ | $8^{00}$ | 4. IV. | 1064 |
| 130 | Wegeübergang am Mao Beli | 674 | 18¼ | $7^{00}$ | 6. IV. | 1025 |
| 131 | Tibati-Farmdorf | 684 | 19¼ | $7^{00}$ | 7. IV. | 900 |
| 132 | Wegeübergang am Toomi | 684 | 16½ | $6^{45}$ | 8. IV. | 895 |
| 133 | Tibati. (Häuptlingsgehöft) | 684 | 19½ | $7^{30}$ | 11. IV. | 903 |
| 134 | Wegeübergang beim Kondong | 683 | 19 | $7^{00}$ | 15. IV. | 912 |
| 135 | Dorf Lomonji | 675 | 22 | $7^{00}$ | 16. IV. | 1020 |
| 136 | » Ngambé | 694 | 20 | $7^{00}$ | 18. IV. | 777 |
| 137 | » Ditam (Häuptlingsgehöft) | 698,25 | 21¾ | $7^{00}$ | 24. IV. | 722 |
| 138 | » Bǎ (Gǎ) Mbam-Übergang | 704 | 22 | $7^{00}$ | 27. IV. | 650 |
| 139 | » des Fombo (Landsch. Tup) | 739 | 24 | $6^{45}$ | 1. V. | 245 |
| 140 | Dorf Sonbissie. (Landschaft. Fung, Hptlg. Bangatschom) | 735 | 24 | $7^{00}$ | 2. V. | 285 |
| 141 | Dorf Ntiba. (Häuptling Fomekena, Landschaft Ndem). | 745,5 | 23¾ | $7^{45}$ | 3. V. | 162 |
| 142 | Dorf Ndogumassang (Hptlg. Gembé) | 747 | 21½ | $7^{45}$ | 4. V. | 145 |

## Geographisches Namen-Verzeichnis.

Abkürzungen:

B = Berg. Bz = Bezirk. C = Creek. D = Dorf. D. H = Dorf des Häuptlings. F = Fluß. G = Gebirge. H = Häuptling. K = Krater. L = Landschaft oder Lamidat. M = Marktplatz. M. St = Militär-Station. Ms. St = Missions-Station. P = Pflanzung. R. St = Regierungs-Station. R. P = Regierungs-Posten. S = See. V = Volksstamm.

Die Buchstaben und Zahlen beziehen sich auf die Quadranten der beiden beigefügten Karten. Die Figuren-Nummern weisen auf die dem Text beigefügten Kartenskizzen hin.

1. Steilufer der „Jossplatte“ am Canuhafen von Duala.

2. Gneißschichten am Sanaga-Ufer unterhalb der Südfälle bei Edea.

3. Der Eingang zur großen Wasserrinne (Klamm) an den Nordfällen des Sanaga bei Edea zur Trockenzeit.

4. Südfälle des Sanaga bei Edea (Gesamtansicht).

5. Strudellöcher im Gneis des Sanaga-Flußbettes oberhalb der Nordfälle bei Edea.

6. Blick auf die Stromschnellen des Sanaga, etwa 8 km oberhalb der Fälle von Edea.

7. Glimmertafeln im Pegmatitgange des Glimmerberges bei Esudan (Bez. Ossidinge).

8. Pegmatitgang mit Muscovit-Führung vom Glimmerberge bei Esudan (Bez. Ossidinge).

9. Gerölleblockpackung im kleinen Wasserlauf des Makokome bei Esudan (Bez. Ossidinge).

10. Einbruchskessel in den Kreide-Sandsteinschichten bei Aïwawa in der Nähe der Soolquellen (Bez. Ossidinge).

11. Ausstreichen der Mamfe-Schiefer am Croßufer bei Mamfe (Ossidingbezirk)
Fundpunkt der Fischreste (Teil X).

12. Soolquelle im Sedimentärgebiet am Croß bei Aïwawa (Bez. Ossidinge)
nach ihrer Fassung.

13. Blick in die Croß-Enge oberhalb Mamfe (Bez. Ossidinge).

14. Blick auf das rechte Croß-Steilufer in der Enge oberhalb Mamfe (Bez. Ossidinge).

15. Blick auf eine der vegetationslosen Sandsteinplatten im Urwaldgebiet des rechten Croßufers ber Mamfe (Bez. Ossidinge).

16. 75 m hoher Wasserfall des Apogeja bei Amebessu im Granitgebiet des rechten Croßufers (Bez. Ossidinge).

17. Block säulig abgesonderter Trachytlava, unterhalb der Steilhänge von Bamenda.

18. Typische Nadelhorste am Rande des Einbruchskraters von Babanki-Tungo (Bez. Bamenda).

19. Kratersee Bambuluae, nahe dem Muti-Berge. Trachytgebiet (Bez. Bamenda).

20. Kratermassiv des Batpui bei Fopajom. Ldschft. Bamum (Bez. Bamenda).

21. Kleines Quertal des gewaltigen Einbruchstales von Mwelle (Trachytgebiet) (Bez. Bamenda).

22. Granitkuppen mit Schuttbedeckung (stark erodiert) beim Dorfe Ba-Meta (Bez. Bamenda). Im Tale reiche Ölpalmenbestände und ausgedehnte Eingeborenenfarmen.

23. Terrassenartiger Abfall der Trachytbergzüge bei Lakom (Häuptlingsdorf der Landschaft Bekom, Bez. Bamenda) links eigenartig geformte Basaltkuppen.

24. Granitkuppen mit Schuttbedeckung im Tale des Ngula (Landschaft Bafum, Bez. Bamenda).

25. Blick vom Dorfe Kentu auf den Steilrand des Hochlandes mit dem 1000 m rel. hohen Pic von Kentu (Bez. Bamenda).

26. Der Kentu-Pic vom Dorfe Kentu aus gesehen.

27. Steilspitze bei Bebe-Gato im Kentuberglande (Bez. Bamenda).

28. Bergsteilhang, auf dem Dorf Andi gelegen. (Bez. Bamenda.)

29. Riesentrümmerblöcke eines Gabbro-Amphiboliths (mit Erzführung) beim Dorfe Berabe (Bez. Bamenda).

30. Blick auf das Ako-Tal im Kentuberglande (Bez. Bamenda).

31. Granitverwitterungsformen auf der Höhe des Kamboberglandes (Bez. Bamenda) am Flüßchen Dschembori.

32. Steilrand des Hochlandes vom Tale bei Ntem aus gesehen (Bez. Banjo).

33. Das Ngunguë-Granit-Massiv vom Wege Ntem-Banjo aus.

34. Fullah-Dorf Kinkau, im Schutze von Granittrümmerblöcken erbaut.

35. Massiv des Bandē (Trachyttuff) beim Dorfe Maharba (Bez. Banjo).

36. Gipfel des Banjoberges (1600 m) mit dem Steingötzen. (Granit.)

37. Blick vom Banjoberge über die beiden flachen Gneishügel, auf denen der Ort Banjo (Sitz des Lamidos) gelegen.

38. Granitverwitterungsformen am Gipfel des Banjoberges.

39. Flußschotterterrasse des Mao-Wure bei Arnado's Dorf. (Bez. Banjo.)

40. Flußschotterterrasse des Mao-Bana bei Galim (Bez. Banjo). Im Hintergrunde stark erodierte Granitkuppen, den Talrand bildend.

41. Ebene des Mao-Bana bei Galim. Im Vordergrunde die sogenannten Natronquellen. Im Hintergrunde stark erodierte Granitkuppen. (Bez. Banjo.)

42. Flußufer des Mao-Meng bei Tibati mit Riesenlateritblöcken. (Bez. Banjo.)

43. Ngua-Bergmassiv vom Wege Lomonji-Ngua (Bez. Banjo). Granit.

44. Blick vom Orte Ngua auf das Ngua-Massiv (Granit). Bez. Banjo.

# Tafel 1.

---

**Proportheus Kameruni Ikl.**

$\frac{1}{:}$ natürl. Größe aus den Mamfe-Schiefern von Kamerun.

Pm Praemaxillare, M Maxillare, E Ethmoid, F Frontale, Soc Supraoccipitale, Prf Praefrontale, Ptf Postfrontale, Ep Epioticum, Sq Squamosum, C Collare, Sc Scloroticalplatten, A Auge, Sor Suborbitale Platten, Ept Ectopterygoid, Mpt Metapterygoid, Q Quadratum, S Symplecticum, H Hyomandibulare, Op Operculum, Pop Pracoperculum, Sop Suboperculum, Sp Schultergürtel, W Wirbelkörper, Df Dornfortsätze, Pc Petoralradien der Brustflosse, R. Rippen.

---

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

1a 1 2 8 5

3 3a 2a

7 4 6

gez. von Dr. P. Menzel.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

# GEOLOGISCHE AUFNAHMEN aus den Bezirken OSSIDINGE UND BAMENDA

von

Dr. GUILLEMAIN

(1905-1907)

Zusammengestellt auf Grundlage der von M. MOISEL bearbeiteten provisorischen Karte von Teilen der Bezirke OSSIDINGE, BAMENDA UND DSCHANG.

1:500000

5 4 3 2 1 0 5 10 15 20 25 30 km

Dr. Guillemain's Reiseweg.

Gneiß, Glimmerschiefer, Amphibolith etc.

Granit, Diorit, Gabbro (Diabas, Porphyr).

Basalt.

Trachyt.

Kreide.

Druck v. Dietrich Reimer (Ernst Vohsen) Berlin.

Siehe Karte I
1 : 500 000.

- Gneiß, Glimmerschiefer, Amphibolith etc.
- Granit, Diorit, Gabbro (Diabas, Porphyr).
- Basalt.
- Trachyt.
- Kreide.
- Tertiär
- Quartär

# GEOLOGISCHE AUFNAHMEN
in der
# URWALDZONE NÖRDLICH DES SǍNAGA
und im
# STROMGEBIET DES MBAM UND OBER DJEREM
von
**Dr. GUILLEMAIN**
(1905-1907)

Zusammengestellt auf Grundlage der von **M. MOISEL** bearbeiteten Neuzeichnung der Karte von Kamerun 1:1000000 des Grossen Deutschen Kolonialatlasses.

1 : 1000 000.

Dr. Guillemain's Reiseweg.

Druck v. Dietrich Reimer (Ernst Vohsen) Berlin.